

Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der
Christian-Albrechts-Universität Kiel
Nr. 74

DOI 10.3289/IFU-BER-74

DIE STRUKTUR DER STEHENDEN TEMPERATUR- UND
GEOPOTENTIALWELLEN IM APRIL UND OKTOBER
UND
DIE DURCH SIE HERVORGERUFENEN TRANSPORTE VON
SENSIBLER ENERGIE UND DREHIMPULS

von
Christiana Vogl

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von:

Institut für Meereskunde
Abt. Maritime Meteorologie

Düsternbrooker Weg 20
D 2300 K i e l 1

DIE STRUKTUR DER STEHENDEN TEMPERATUR- UND
GEOPOTENTIALWELLEN IM APRIL UND OKTOBER
UND
DIE DURCH SIE HERVORGERUFENEN TRANSPORTE VON
SENSIBLER ENERGIE UND DREHIMPULS

Freie wissenschaftliche Arbeit zur Erlangung
des Grades eines Diplommeteorologen des
Fachbereiches Mathematik-Naturwissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von : Christiana Vogl
Referent : Prof. Dr. Fr. Defant

Kiel 1979

KURZFASSUNG

In der jüngeren Vergangenheit wandte sich das Interesse der meteorologischen Forschung jenen Mechanismen zu, durch welche die meridionalen Energietransporte innerhalb der Allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation unterhalten werden. Durch ein besseres Verständnis dieser Mechanismen konnte das spezielle Verhalten der atmosphärischen Zirkulation im Winter und Sommer ziemlich gut erklärt werden. Jedoch wurde wesentlich weniger Arbeit für die Übergangsjahreszeiten im Frühling und Herbst aufgewendet.

Das Hauptziel dieser Arbeit ist es, für die Monate April und Oktober unter Verwendung der über zehn Jahre gemittelten Felder der Temperatur und geopotentiellen Höhe, welche für Frühling und Herbst als repräsentativ angesehen wurden, spezielle Charakteristiken zu bestimmen. Im speziellen sollen die Struktur der großskaligen stehenden Wellen, welche in diesen Feldern auftreten, im Wellenzahlenbereich untersucht werden und zusätzlich soll die Beteiligung dieser stehenden Wellen an den meridionalen Transporten von Drehimpuls und sensibler Wärme in der Nordhemisphäre demonstriert werden. Monatliche mittlere Gitterwerte der Temperatur und der geopotentiellen Höhe, welche von den oben erwähnten Feldern gewonnen wurden, dienten als Datengrundlage. Von diesen Werten wurden für individuelle Breitenkreise FOURIER-Koeffizienten bestimmt. Die Berechnungen werden im gemischt räumlich-zeitlichen Bereich für April und Oktober für die gesamte zehn Jahre umfassende Periode 1967-1976 und für sechs Druckniveaus zwischen 850 mb und 100 mb durchgeführt. Nur eine exakte Kenntnis der Phasen und Amplituden dieser großskaligen stehenden Wellen erlaubt es, die Größe und die Richtung der mittleren meridionalen Transporte von Wärmeenergie und Drehimpuls, welche durch diese Wellen bewirkt werden, zu bestimmen. Zum Beispiel spielt die Phasenverschiebung zwischen den Temperatur- und Geopotentialwellen eine entscheidende Rolle für die Richtung und die Größe des Transportes von sensibler Wärme,

während die horizontale Trogachsenneigung der Geopotentialwellen der entscheidende Faktor für die Richtung des meridionalen Transportes von Drehimpuls ist.

Schließlich wird eine zeitliche Auflösung der erhaltenen Resultate separat für jeden einzelnen April- und Oktobermonat der gesamten Zeitserie 1967-1976 in der vorliegenden Arbeit vorgenommen, um die beträchtlichen Unterschiede, welche in den Resultaten individueller Monate von unterschiedlichen Jahren existieren, aufzuzeigen. Solch eine Variabilität wurde schon in vielen neueren Untersuchungen festgestellt.

ABSTRACT

During recent years increasing interest has been devoted to the mechanisms by which the meridional energy transports are accomplished in the General Atmospheric Circulation. By a better understanding of these mechanisms the particular behaviour of the atmospheric circulation in winter and in summer could be rather well explained. However, only little work has been devoted so far to the transitional seasons in spring and in fall.

The main goal of this paper is to extract special characteristics for the months of April and October using the ten years mean fields of temperature and geopotential height, representative for spring and fall. In particular the structure of the large-scale standing waves in these fields shall be investigated in the wave-number domain and in addition the participation of these standing waves in the meridional transports of angular momentum and sensible heat in the Northern Hemisphere shall be demonstrated. Monthly mean grid point values of temperature and geopotential height abstracted from the above mentioned fields serve as the data basis. From these values FOURIER coefficients have been determined for individual latitude circles. The computations are performed in the mixed space-time domain for April and October for the total ten year period 1967-1976 and at six pressure levels between 850 and 100 mb. An exact knowledge of the phases and amplitudes of these large-scale standing waves makes it possible only to determine the magnitude and direction of the mean meridional transport of heat energy and angular momentum accomplished by these waves. For example, the phase displacement between the temperature and geopotential waves plays a decisive role for the direction and magnitude of the transport of sensible heat while the horizontal tilt of the trough axes of the geopotential waves is the decisive factor for the direction of the meridional transport of angular momentum.

Finally a resolution in time of the results obtained separately for each April and October of the total time series 1967 until 1976 is carried out in the present paper in order to demonstrate the considerable differences existing in the results between individual months of different years. Such a variability has already been recognized in many recent studies.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Einleitung	1
2. Datenmaterial und Ziele	6
3. Das Temperatur- und Geopotentialfeld im Wellenzahlenbereich	8
3.1. Mathematische Grundlagen (Amplitude, Phase und Achsenneigung)	8
3.2. Die stehenden Temperaturwellen im April und Oktober	10
3.3. Die stehenden Geopotentialwellen im April und Oktober	33
3.4. Vertikale Achsenneigung der Geopotential- und Temperaturwellen Phasenverschiebung zwischen Temperatur- und Geopotentialwellen	55
4. Transporte von sensibler Energie und Drehimpuls	65
4.1. Mathematische Grundlagen (sensible Energie und Drehimpuls)	65
4.2. Der Transport von Drehimpuls im April und Oktober	70
4.3. Der Transport von sensibler Energie im April und Oktober	89
5. Zeitliche Veränderlichkeit der durch stehende Wellen hervorgerufenen Transporte von Drehimpuls und sensibler Energie im Zeitraum von 1967-1976	110
Schlußbetrachtung	126
Danksagung	129
Literaturverzeichnis	130

AUFSTELLUNG DER VERWENDETEN ABKÜRZUNGEN UND SYMBOLE

x	Koordinate entlang von Breitenkreisen, positiv nach Osten
y	Koordinate entlang von Meridianen, positiv nach Norden
u	zonale Komponente der Windgeschwindigkeit, positiv nach Osten
v	meridionale Komponente der Windgeschwindigkeit, positiv nach Norden
ϕ	geographische Breite
λ	geographische Länge
t	Zeit (sec)
T	absolute Temperatur ($^{\circ}\text{K}$)
p	Druck (mb) Geopotential ($= g \cdot z$)
a	mittlerer Erdradius: $a = 6.371 \cdot 10^6 \text{ m}$
R	$= a \cos \phi$
f	Coriolisparameter: $f = 2\Omega \sin \phi$, $\Omega = 7.29 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
g	1) mittlere Erdbeschleunigung, $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$ 2) als Index: geostrophisch
c_p	spezifische Wärme für trockene Luft bei konstantem Druck $c_p = 0.24 \text{ cal g}^{-1} \text{ grad}^{-1}$
L	Wellenlänge
E	Eigenschaft
M	Drehimpuls ($\text{g} \cdot \text{cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}$)
S	Sensible Energie ($\text{cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ mb}^{-1}$)
H	horizontaler Transport
HvM	horizontaler Transport von Drehimpuls
HvS	horizontaler Transport von sensibler Energie
MSE	stehende Wellen (<u>m</u> ean <u>s</u> tanding <u>e</u> ddies)
TE	wandernde Wellen (<u>t</u> ransient <u>e</u> ddies)

MMC	mittlere Meridionalzirkulation (<u>m</u> ean <u>m</u> eridional <u>c</u> irculation)
NvM_{MSE}	horizontaler Drehimpulstransport verursacht durch stehende Wellen
HvS_{MSE}	horizontaler Transport von sensibler Energie verursacht durch stehende Wellen
	Mittel über die als Index in runden Klammern stehende Größe
()	Abweichung vom Mittel über die als Index in runden Klammern stehende Größe

1. EINLEITUNG

Die Quelle des Antriebs der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre ist die Strahlung - Sonnenstrahlung und terrestrische Strahlung.

Das Gesamtsystem Erde - Atmosphäre erfährt durch sie einen Überschuß an einfallender gegenüber ausgehender Strahlung in den niederen Breiten, in den gemäßigten und polaren Regionen ein Defizit.

Das so entstehende Energiegefälle wird durch die Zirkulation der Atmosphäre und des Ozeans im zeitlichen Mittel ausgeglichen, so daß ein angenähert stationärer Gleichgewichtszustand zwischen Strahlungsimbalance und Transport zustande kommt. Dies muß jedoch einen Energietransport von den Quellregionen nach den höheren Breiten zur Folge haben. Es handelt sich hierbei um einen Transport von sensibler und latenter Wärme, von potentieller und von kinetischer Energie.

In ähnlicher Weise wird Drehmoment auf der Nordhalbkugel von Süden - und in geringerem Maße auch von den Polargebieten - in die mittleren Breiten transportiert, wo es zur Aufrechterhaltung der dort vorherrschenden Westwinde gegenüber der Bodenreibung benötigt wird (J. BJERKNES, 1951).

Die Erdrotation verhindert einen direkten Austausch zwischen Äquator und Pol, den man sich als große Zirkulationszelle beschreiben denken kann, welche die am Äquator aufsteigende warme Luft in den oberen Schichten der Troposphäre polwärts transportiert und die dort abgekühlte Luft in einem unteren Ast wieder zum Äquator zurückführt.

Tatsächlich kann sich eine solche Zirkulationszelle lediglich in jenen Gebieten ausbilden, in denen der Einfluß der Corioliskraft minimal wird, also zwischen ca. 30°N und dem Äquator. Diese Zelle ist als HADLEY-Zelle bekannt. Mit zunehmender geographischer Breite hingegen, unter der nicht mehr zu vernachlässigenden Wirkung der Corioliskraft, entwickelt sich eine intensiver werdende und horizontal ausgerichtete

Strömung nach Osten, die bei ca. 30° nördlicher und südlicher Breite, nahe dem 200 mb-Niveau ein Maximum erreicht (Subtropenjet).

Das sogenannte ROSSBY-Regime in den mittleren Breiten zeigt zumeist einen mäandrierenden Verlauf des Polarjets, der sich durch große meridionale Windscherung und durch Instabilität der Strömung auszeichnet. Die Temperatur- und Geopotentialverteilung zeigt entsprechende Wellenstrukturen - so sind um einen Breitenkreis zumeist mehrere Tröge und Rücken ausgebildet (lange Wellen, ROSSBY-Wellen).

Die mittlere meridionale Zirkulation ist in diesem Breitenbereich in täglicher Ausbildung wie auch im zeitlich gemittelten Zustand sehr schwach ausgeprägt (FERREL-Zelle). Berechnungen von E.N. LORENZ (1967), T.H. von der HAAR und V.E. SUOMI (1971) haben ergeben, daß die Atmosphäre viermal so viel Energie nach Norden transportiert wie die Ozeane. Es können dadurch für sich allein jedoch keine Energietransporte von einer solchen Größenordnung hervorgerufen werden, daß ein Wärmegleichgewicht erreicht wird.

In seiner Arbeit über die Theorie der Turbulenz hat schon A. DEFANT (1921) darauf hingewiesen, daß die sich fortbewegenden Zyklonen der gemäßigten Breiten den größten Teil des nach Norden gerichteten Transportes besorgen (Groß-Austausch). Will man genauere Aussagen über den Transportmechanismus der Atmosphäre erhalten, so nimmt man eine Aufspaltung der Felder in einen mittleren Anteil und einen Störungsanteil vor.

Auf diese Weise kann dann die zeitliche Veränderlichkeit des Feldes durch die wandernden Wellen (transient eddies) beschrieben werden. Daneben erhält man durch eine zeitliche Mittelung den Anteil der stehenden Wellen (standing eddies), die durch die Asymmetrie des zirkumpolaren Wirbels, durch die Land - Meerverteilung und durch große Gebirgshindernisse entstehen. So ist es auch verständlich, daß diese Wellen in der landreichen nördlichen Hemisphäre einen größeren Einfluß

als auf der südlichen Halbkugel besitzen, wie z.B. Berechnungen von OBASI (1963) gezeigt haben.

Die Untersuchung dieser großskaligen atmosphärischen Wellen im Wellenbereich ist das Thema der vorliegenden Arbeit. Es soll ihr Einfluß sowohl im Temperatur- als auch im geopotentiellen Höhenfeld genau analysiert und der Beitrag am meridionalen Transport von Drehimpuls und sensibler Wärme ermittelt werden. Die vorliegende Untersuchung für April und Oktober ergänzt eine gleichgeartete Untersuchung von A. OSTHAUS (1978) für Januar und Juli.

Um den Begriff der wandernden und stehenden Wellen erklären zu können, wird im folgenden der Prozeß der gemischt räumlich-zeitlichen Mittelung angewandt.

Die allgemeine Betrachtung der großskaligen meridionalen Flüsse $E \cdot v$ von Drehimpuls und Energie möge dies verdeutlichen. E bedeutet den Impuls bzw. die Wärmeenergie, während v die meridionale Windgeschwindigkeitskomponente ist. Zur Vermeidung von Mißverständnissen wird für die durchzuführenden Mittelungsoperationen die von E.R. REITER (1969a) vorgeschlagene Nomenklatur benutzt, wonach Mittelwerte durch eckige Klammern und Abweichungen davon durch runde Klammern gekennzeichnet werden. Der Parameter über den gemittelt bzw. von dem die Abweichungen gebildet werden, wird durch einen in Klammern gesetzten Index angegeben; Indices nicht in Klammern haben die übliche Bedeutung. Die zu transportierende Eigenschaft E kann, wie oben beschrieben, in ein zonales Mittel $E_{(\lambda)}$ und die Abweichung von diesem $(E)_{(\lambda)}$ zerlegt werden. Man erhält also folgenden Ausdruck:

$$E = [E]_{(\lambda)} + (E)_{(\lambda)}$$

Das Gleiche gilt für die meridionale Geschwindigkeitskomponente v :

$$v = [v]_{(\lambda)} + (v)_{(\lambda)}$$

Führt man nun noch eine zeitliche Mittelung durch, so erhält man schließlich für das Produkt von E und v die nachstehende

Beziehung:

$$|E \cdot v|_{(\lambda, t)} = \left| |E|_{(\lambda, t)} |v|_{(\lambda, t)} \right|_{(\lambda, t)} + \quad (a)$$

$$\left| (|E|_{(t)})_{(\lambda)} (|v|_{(t)})_{(\lambda)} \right|_{(\lambda, t)} + \quad (b)$$

$$\left| (E)_{(t)} (v)_{(t)} \right|_{(\lambda, t)} \quad (c)$$

Die drei Terme auf der rechten Seite beschreiben nacheinander die folgenden Anteile.

Das erste Glied (a) beinhaltet den Beitrag der mittleren meridionalen Zirkulation (engl.: mean meridional circulation, abgekürzt: MMC).

Der durch die stehenden Wellen hervorgerufene Anteil wird durch das Produkt der Abweichungen vom Breitenmittel zweier zeitlicher Mittelwerte dargestellt (Glieder (b)), (engl.: mean standing eddies, abgekürzt: MSE).

Den Betrag der wandernden Wellen beschreibt das dritte Glied (c) der Beziehung. Hier werden die zeitlichen Abweichungen beider Terme, E und v, miteinander multipliziert, (engl.: transient eddies, abgekürzt: TE).

Diese Berechnung der genannten verschiedenen Anteile ergibt, daß lediglich in niederen Breiten die mittlere Meridionalzirkulation größere Flüsse von potentieller Energie hervorruft. In mittleren Breiten sind dagegen die stehenden und vor allem die wandernden Wellen für den Transport von sensibler Energie und Drehimpuls von Bedeutung.

Da sich die Arbeit mit den stehenden Wellen in der Atmosphäre befaßt, soll nun der Transport, der allein durch diese speziellen langen Wellen verursacht ist, untersucht werden. Der relative Drehimpulstransport über eine Längeneinheit eines Breitenkreises hinweg zwischen den Druckniveaus p_1 und p_2 stellt sich in der nachfolgenden Form dar:

$$H_{VM} = \int_{p_1}^{p_2} a \cdot u_g \cdot v_g \cdot \cos \phi \frac{dp}{g} \quad \text{mit } p_1 < p_2$$

Der Beitrag der stehenden Wellen ist dann entsprechend gegeben durch:

$$HvM_{MSE} = \int_{p_1}^{p_2} a(|v_g|(t))_{(\lambda)} (|u_g|(t))_{(\lambda)} \cos \phi \frac{dp}{g}$$

Die sensible Energie erhält man durch die Beziehung:

$$HvS = \int_{p_1}^{p_2} c_p T v_g \frac{dp}{g} \quad \text{mit } p_1 < p_2$$

Und auch hier gilt mit der eben dargestellten Ableitung für die stehenden Wellen:

$$HvS_{MSE} = \int_{p_1}^{p_2} c_p (|T|(t))_{(\lambda)} (|v_g|(t))_{(\lambda)} \frac{dp}{g}$$

In den genannten Transportgleichungen werden anstelle der tatsächlichen Winde die geostrophischen Winde verwendet. Dies stellt für die untersten Schichten der Atmosphäre und für Regionen mit Strahlströmen eine grobe Annäherung an die wirklichen Verhältnisse dar, während in den mittleren Schichten der Troposphäre keine allzu schwerwiegenden Fehler gemacht werden. Da die Transporte von Drehimpuls hauptsächlich in den oberen Niveaus der Troposphäre vonstatten gehen, kann eine derartige Vereinfachung nur mit etwas Vorbehalt verwendet werden. Aber J. BJERKNES und J. MINTZ haben nachgewiesen, daß die Berechnung doch mit ausreichender Genauigkeit möglich ist.

2. DATENMATERIAL UND ZIELE

Als Grundlagenmaterial dieser Arbeit dienen die zeitlich gemittelten Fourierkoeffizienten der Temperatur- und Geopotentialfelder für jeden April- und Oktobermonat des zehn Jahre umfassenden Zeitraums von 1967 bis einschließlich 1976. Die Koeffizienten wurden von P. SPETH berechnet und auf Magnetband gespeichert.

Ausgangsdaten zur Berechnung der Fourierkoeffizienten bilden die vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellten täglichen Gitterwerte der objektiven Analyse.

Dabei mußten die Breiten südlich von 20°N ausgespart werden, da für die Analyse in diesen Breiten als Grundlage nur wenige Radiosondenmessungen zur Verfügung standen und eine Berechnung des geostrophischen Windes in diesen Breiten schwierig ist.

Die Reihenentwicklung wurde für jeden 5-ten Breitengrad von 0° - 90° nördlicher Breite bis zum 15-ten Glied durchgeführt. Diese Berechnung erfolgte jeweils für die sechs Druckniveaus 850, 700, 500, 300, 200 und 100 mb.

Die Gliederung der Arbeit ist so angelegt, daß zunächst eine Untersuchung und Diskussion der Temperatur- und Geopotentialfelder für die Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst, repräsentiert durch den Monat April und Oktober, auf der Nordhemisphäre im Wellenzahlenbereich durchgeführt wird. Die Ergebnisse werden aus zehnjährigen Mittelverteilungen der Felder gewonnen.

Aus den Fourierkoeffizienten erfolgt dann eine Berechnung der Amplituden und Phasenlage für jede Wellenzahl.

Vertikale Achsenneigungen der Tröge und Rücken ergeben sich aus einer Differenzenbildung der Phasenlagen zwischen jeweils zwei Druckniveaus. Ebenfalls durch Differenzenbildung zwischen der Phasenlage der Geopotentialwellen und der Temperaturwellen kann eine Verschiebung mit der geographischen Länge zwischen diesen beiden Wellen ermittelt werden.

Schließlich soll der Beitrag der stehenden Wellen am meridionalen Transport von Drehimpuls und sensibler Energie bestimmt werden.

Dazu werden aus den Koeffizienten des Geopotentialfeldes die Komponenten des geostrophischen Windes, u_g und v_g , berechnet. Durch eine Multiplikation der Reihen von u_g und v_g bzw. von T und v_g gewinnt man die Koeffizienten der Transporte von Drehimpuls bzw. von sensibler Energie. Daraus ergeben sich dann die Verteilungen der meridionalen Transporte in der nördlichen Hemisphäre und die mittleren Transporte über die Breitenkreise hinweg sowie die Anteile der verschiedenen Wellenzahlen an diesem mittleren Transport. Abschließend werden die zeitlichen Variationen der durch stehende Wellen hervorgerufenen Transporte von Drehimpuls und sensibler Energie im Zeitraum von 1967-1976 diskutiert.

3. DAS TEMPERATUR- UND GEOPOTENTIALFELD IM WELLENZAHLEN- BEREICH

3.1. MATHEMATISCHE GRUNDLAGEN

Berechnung von Amplitude, Phase und Achsenneigung

Es soll im folgenden auf die Bestimmung der Wellen-Amplituden, -Phasen und Achsenneigungen aus den aus dem Geopotential- und Temperaturfeld gewonnenen Fourierkoeffizienten eingegangen werden. Eine Schwingung wird durch die harmonische Analyse in eine Summe von reinen Sinusschwingungen und einen konstanten Anteil zerlegt. Außer der Grundschiwingung treten Oberschwingungen auf, deren Frequenz gleich dem Doppelten, Dreifachen usw. der Grundschiwingungsfrequenz ist.

Die einzelnen Oberschwingungen sind in der Regel gegenüber der Grundschiwingung phasenverschoben. So kann man jeden Wert A einer beliebigen Größe auf einem Breitenkreis durch die nachstehende Reihe berechnen (P. SPETH, 1974b):

$$A(\lambda) = |A|(\lambda) + \sum_{n=1}^N A_n \sin(n\lambda + \phi_n) \quad (1)$$

A_n ist die Amplitude, ϕ_n die Phase der n -ten Sinuswelle.

Die eben beschriebene Reihe ist gleichwertig mit der Fourierreihe

$$A(\lambda) = |A|(\lambda) + \sum_{n=1}^N (a_n \cos(n\lambda) + b_n \sin(n\lambda)) \quad (2)$$

a_n, b_n sind die Fourierkoeffizienten (LINKE II, 1970, S. 177).
Ein Vergleich beider führt sofort zu den Beziehungen

$$a_n = A_n \sin \phi_n \quad (3)$$

$$b_n = A_n \cos \phi_n \quad (4)$$

da gilt:

$$\begin{aligned} A_n \sin(n\lambda + \phi_n) &= A_n \sin(n\lambda) \cos \phi_n + A_n \cos(n\lambda) \sin \phi_n \\ &= A_n \cos \phi_n \sin(n\lambda) + A_n \sin \phi_n \cos(n\lambda) \\ &= b_n \sin(n\lambda) + a_n \cos(n\lambda) \end{aligned} \quad (5)$$

Die Amplitude A_n und die Phasenverschiebung ϕ_n der n-ten Sinuswelle gegen 0^0 (Nullmeridian) kann aus den Beziehungen (3) und (4) bestimmt werden.

$$A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2} \quad (6)$$

$$\phi_n = \arctan (a_n/b_n) \quad (7)$$

Die Phasenverschiebung ist hierbei positiv, wenn der Ursprung der Sinuswelle westlich von 0^0 liegt.

Um die Vertikalneigung der Tröge zu bestimmen, wurde die Differenz der Phase zweier benachbarter Niveaus gebildet. Man subtrahiert also jeweils die Phase im unteren von der im oberen Niveau.

Entsprechend erhält man durch horizontale Differenzenbildung der Phasen der Geopotential- und Temperaturwellen die Verschiebung zwischen den Trögen, wobei die Phase des Geopotentials von der der Temperatur abzuziehen ist.

3.2. DIE STEHENDEN TEMPERATURWELLEN IM APRIL UND OKTOBER

Nachdem im vorhergehenden Abschnitt die theoretischen Grundlagen zur Berechnung der Temperatur- und Geopotentialfelder aus den Fourierkoeffizienten erläutert wurden, sollen nun im folgenden die Ergebnisse diskutiert werden, die sich aus den über zehn Jahre gemittelten Feldern ergeben. Der April, im Mittel von 1967-1976, wird stellvertretend für die im Frühling vorhandenen Bedingungen betrachtet; das Oktober-Mittel repräsentiert die herbstlichen Gegebenheiten.

Untersucht wird das Amplituden- und Phasenverhalten der Temperaturwellen für 15 Wellenzahlen im April und anschließend im Oktober sowie im Abschnitt 3.3. die analogen Ergebnisse, die aus dem Geopotentialfeld gewonnen wurden.

Es folgt dann eine Diskussion der vertikalen Achsenneigungen der Temperatur- und Geopotentialwellen und der Phasenverschiebung zwischen beiden. Die Ergebnisse werden im Abschnitt 3.4. dargestellt.

Um eine Aussage über die Bedeutung der einzelnen Wellenzahlen für die Ausbildung der Temperaturwelle zu erhalten, soll zu Beginn die Darstellung der Amplituden der Temperaturwellen als Funktion der Wellenzahl n für verschiedene geographische Breiten diskutiert werden. Dazu wurden die Breiten 40°N , 55°N und 65°N ausgewählt, da entlang dieser Breitenkreise viele Amplitudenmaxima auftreten.

Man entnimmt der Darstellung für den April, Abb. 3.1, zunächst, daß die ersten fünf Wellenzahlen für die untersten Niveaus maximale Werte zeigen. Mit zunehmender Höhe verschiebt sich das Gewicht auf die ersten drei Wellenzahlen, schließlich wird in der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre die Temperaturwelle weitgehend durch die Wellenzahlen 1, 3 und 4 beschrieben. Höhere Wellenzahlen sind durch einen merklichen Abfall der Amplituden charakterisiert. Dominierend in den Breiten 55°N und 65°N ist für alle Niveaus die Wellenzahl 1; in 40°N gewinnt die dritte Wellen-

zahl an Bedeutung (Ausnahme: 850 mb-Niveau). Weiterhin ist eine Abnahme der Größe der Amplituden zum 300 mb-Niveau festzustellen.

Anders stellen sich die Verhältnisse im Oktober dar (Abb. 3.2). Hier charakterisieren die ersten drei Wellenzahlen schon weitgehend die Verteilung des Temperaturfeldes. Auch verläuft der Amplitudenabfall mit zunehmender Wellenzahl kontinuierlicher als im April. Im 300 mb-Niveau deutet sich auch hier eine Amplitudenabnahme an, die jedoch nicht ganz so stark ist wie im April.

Die eben genannten Merkmale der mittleren Temperaturverteilung im Oktober zeigen große Ähnlichkeit mit der Verteilung im Winter. Auch im Januar besitzen die Wellen mit den Wellenzahlen 4 und höher gegenüber den ersten drei geringere Amplituden. Dies zeigt, daß beim winterlichen Temperaturfeld nur drei Tröge - über den drei Kontinenten - ausgebildet sind.

Der Herbstmonat Oktober zeigt daher die Umstellung von den sommerlichen nach den winterlichen Verhältnissen gut an. In den Abb. 3.3 und 3.4 ist der prozentuale Anteil der einzelnen Wellenzahlen an der Gesamtsumme der Amplituden für alle Niveaus dargestellt.

Es zeigt sich für den April (Abb. 3.3) ein Anstieg der ersten Wellenzahlen mit der geographischen Breite. In den mittleren und höheren Breiten macht der Anteil der ersten vier Wellenzahlen bereits über 80 % der Gesamtsumme aus. Zu beachten ist jedoch, daß in den Höhen von 850, 500, 300 und 100 mb die Summe der Anteile der Wellenzahlen 1-3 zu den mittleren Breiten hin abfällt, um dann polwärts wieder anzusteigen. Diese Sprünge sind ebenfalls im sommerlichen Temperaturfeld zu beobachten, wie die Figur 3 von A. OSTHAUS zeigt. Den Wellen höherer Wellenzahl kommt somit eine größere Bedeutung zu; dies bedeutet, daß keine eindeutige Aussage darüber gemacht werden kann, welchen der höheren Wellenzahlen die dominanten Anteile zukommen, die die Haupteigenschaften der Transporte charakterisieren.

Abb. 3.4 stellt die Verhältnisse im Oktober dar. Hier zeigen sich keine wesentlichen Veränderungen im Verhalten der Amplitudensummen. So fallen ebenfalls die Unstetigkeiten im Anstieg der Summen der Wellenzahlen 1-3 auf, die für alle Niveaus in den Breiten von 40° - 50° N charakterisierend sind. Während jedoch im April die Sprünge hauptsächlich durch ein unstetiges Ansteigen der ersten Wellenzahl in den Niveaus oberhalb von 700 mb hervorgerufen werden, ist die Diskontinuität im Oktober im wesentlichen durch die Wellenzahl 2 bestimmt.

Um weitere Erkenntnisse über den Amplitudenverlauf der Temperaturwellen zu erlangen, soll zunächst ein Vertikalschnitt über einem Meridian (ϕ, z - Diagramm) diskutiert werden. Die Verhältnisse im April präsentiert die Abb. 3.5.

Maximale Werte der Amplituden treten für alle betrachteten vier Wellenzahlen im 850 mb-Niveau auf. Das Maximum zeigt dort - ebenfalls für alle Wellenzahlen - eine Zweiteilung. So ist das erste Amplitudenmaximum im Bereich von 15° - 35° N, das zweite in den gemäßigten Breiten (40° - 65° N) erkennbar. Nach einer Abnahme der Amplitudenwerte zur mittleren Troposphäre hin wachsen sie aufwärts erneut an und erreichen für die ersten drei Wellenzahlen im 100 mb-Niveau ein weiteres Maximum. Dort fällt der Wellenzahl 1 über einer Breite von 65° N aufgrund der hohen Amplitude eine größere Bedeutung zu, was darauf hindeutet, daß in diesem Niveau die große Landmasse des asiatischen Kontinents einen erheblichen Einfluß auf die Temperaturverteilung hat. Betrachtet man dazu die Lage der Trogachse der ersten Wellenzahl im 100 mb-Niveau (Abb. 3.9), so befindet sich diese über dem Ural.

Wie die relativ großen Werte der Amplitude von Wellenzahl 4 beweisen und was auch schon die Darstellung des prozentualen Anteils der einzelnen Wellenzahlen erkennen ließ, ist die Temperaturverteilung in den Übergangsmonaten April und Oktober zu einem nicht unerheblichen Teil durch Wellen mit höheren Wellenzahlen bestimmt.

Eine Darstellung der Amplitudengröße in Abhängigkeit von der geographischen Breite separat für jedes Druckniveau unterstreicht noch einmal anschaulich das eben beschriebene Verhalten der Temperaturwellen im Frühjahr (Abb. 3.6). So wird auch hier die Dominanz der 1. Wellenzahl mit zunehmender Höhe deutlich (im 850 mb-Niveau haben die Wellenzahlen 1 und 2 annähernd gleiche Amplitudenwerte) und es sind wieder zwei Maxima in der unteren Troposphäre zu erkennen; alle drei Wellenzahlen zeigen im 300 mb-Niveau einen relativ flachen Verlauf.

Als Ursache hierfür kann der Übergang von der Troposphäre in die Stratosphäre angesehen werden, wobei im Mittel eine Umkehrung im meridionalen Temperaturgradienten und eine Änderung im vertikalen Temperaturverlauf erfolgt.

Das ausgeprägte Maximum der ersten Wellenzahl tritt deutlich in der Darstellung des 200 mb-Niveaus über 60°N und des 100 mb-Niveaus über 65°N hervor.

Der Einfluß von Wellenzahl 2 nimmt mit zunehmender Höhe relativ zu Wellenzahl 1 beträchtlich ab und erreicht nur im Breitenbereich von 15° - 40°N in der unteren Stratosphäre (100 mb) dieselben Amplitudenhöhen. Dieses Maximum war auch in dem vorher besprochenen Vertikalschnitt gut zu erkennen.

Neben der Diskussion des Amplitudenverhaltens der Temperaturwellen ist zur vollständigen Beschreibung des Feldes auch das Phasenverhalten zu untersuchen.

Die Trogachsenlagen der Temperaturwellen im April wurden für die ersten drei Wellenzahlen in Abb. 3.7 und 3.9 dargestellt. Es soll jeweils das 850 mb-Niveau als Beispiel für die Verhältnisse in der unteren Troposphäre betrachtet werden sowie das 100 mb-Niveau, um die Gegebenheiten in der unteren Stratosphäre aufzuzeigen.

Mit dem veränderten Sonnenstand im Frühjahr beginnt die Aufheizung der großen süd-asiatischen Landmasse (Abb. 3.7). Relativ kühl ist im Vergleich dazu das Wasser der Ozeane.

So findet man im April die Trogachse der ersten Wellenzahl, die ja die Gegensätze in der Asymmetrie der Landmasse Asiens und der wasserbedeckten Erdoberfläche zum Ausdruck bringt, über der ausgedehnten Meeresoberfläche des Pazifiks. Ein schwacher Trog wird durch das Zusammenwirken der Wellenzahlen 2 und 3 über NE-Asien erzeugt, der im Winter durch die starke Abkühlung dieses Kontinents besonders ausgeprägt hervortritt. Die relativ weiten Abstände der Achsen über Amerika (Wellenzahl 2 und 3) und Europa (Wellenzahl 3) verhindern eine weitere Trogbildung, so daß der Verlauf der Isothermen im Frühjahr annähernd zonal ist.

Im 100 mb-Niveau (Abb. 3.9) fallen zunächst die Phasensprünge der Wellenzahlen 1 und 2 auf, die sich bei 40°N einstellen. Da dort die Amplituden der Temperaturwelle sehr gering sind, bedeutet dies, daß den großen stehenden Wellen in dieser Breite keine wesentliche Bedeutung zukommt.

Anders gestaltet sich das Phasenverhalten nördlich von 40°N . Hier erlangt die erste Wellenzahl im Bereich ihrer maximalen Amplitudenwerte - in 60°N - über Osteuropa die größte Bedeutung. Über dem asiatischen Kontinent kommt es durch Wellenzahl 2 und zusätzlich durch Wellenzahl 3 zu einer Trogbildung. Eine Darstellung der Amplitudenverteilung der Temperaturwellen in einem Vertikalschnitt über einem Meridian für den Oktober - Abb. 3.11 - zeigt ebenfalls, wie schon im April beschrieben, daß die höchsten Amplitudenwerte im 850 mb-Niveau auftreten und daß wieder zwei Maxima in Erscheinung treten; dies gilt jedoch nur für Wellenzahl 1 und 3. Im Bereich von 35° - 75°N entnimmt man der Darstellung für Wellenzahl 1, daß in allen Niveaus relativ hohe Werte auftreten. Das Maximum findet sich zwischen 50°N und 65°N und hat eine vertikale Ausdehnung, die bis in die mittlere Troposphäre hinaufreicht. Das eben für die erste Wellenzahl beschriebene Bild macht eine vom Äquator bis zum Pol reichende weitgehend ausgeglichene Amplitudenverteilung deutlich, die auch alle Druckniveaus erfaßt.

Die Lage des Maximums der ersten Wellenzahl hat sich im 850 mb-Niveau relativ zum April um beinahe 10° nach Norden verlagert und liegt über einer Breite von 60° - 70° N. Dies entspricht den Gegebenheiten im Winter. Allerdings zeigen sich im Januar bedeutend höhere Amplitudenwerte (Januar: $5,4^{\circ}$ C; Oktober: $3,0^{\circ}$ C).

Auffällig ist die Ähnlichkeit der Temperaturverteilung dieser beiden Monate, wenn man die zweite Wellenzahl betrachtet, denn es tritt im 850 mb-Niveau nur noch ein einziges Maximum in Erscheinung.

Auch eine Darstellung der Breiten-gemittelten Amplituden der Temperaturwellen in Abhängigkeit von der geographischen Breite, gesondert für jedes Druckniveau, spiegelt das vorstehend beschriebene Verhalten wieder (Abb. 3.12).

Deutlich sind die zwei Maxima erkennbar; das Hauptmaxima befindet sich für alle betrachteten drei Wellenzahlen über einer Breite von 50° N, ein sekundäres über 25° N.

Dominierend zeigt sich in allen Niveaus die erste Wellenzahl, jedoch reichen die Amplitudenwerte der Wellenzahl 2 in den unteren Niveaus, 850 mb und 700 mb, nah an jene der ersten Wellenzahl heran; in den niederen Breiten aufwärts bis zum 300 mb-Niveau sind die Amplituden der ersten zwei Wellenzahlen gleichwertig. Lediglich in der unteren Stratosphäre über 15° - 30° N ist die Amplitude von Wellenzahl 2 deutlich größer als jene von Wellenzahl 1.

Während die Zweiteilung der Amplitudenverteilung für die Wellenzahlen 2 und 3 in allen Druckniveaus zu beobachten ist, bildet die erste Wellenzahl im 200 mb-Niveau lediglich ein einziges Maximum, dessen größte Werte über dem Breitenbereich von 35° - 40° N auftreten. Dies entspricht dem Gebiet, in dem in den übrigen Niveaus jeweils das Minimum erkennbar ist.

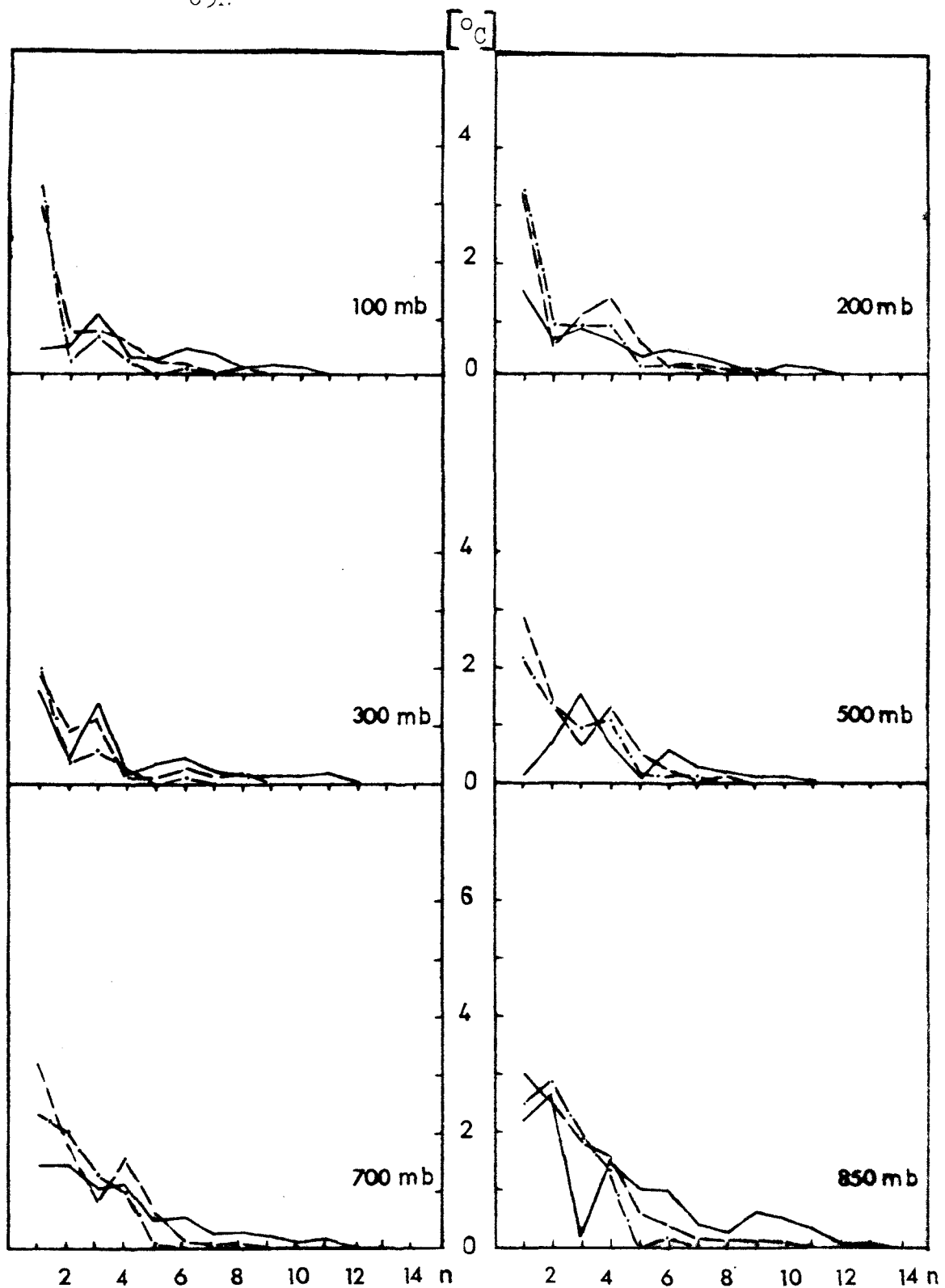
Im Oktober stellt sich im Vergleich zum Frühjahr eine veränderte Temperaturverteilung ein. Dieser Unterschied kann

ebenfalls durch die Lage der Trogachsen verdeutlicht werden. Die Abb. 3.13 zeigt die Verhältnisse im 850 mb-Niveau. Die Abkühlung der asiatischen Landmasse bewirkt zunächst im Bereich nördlich von 40°N eine Rückverlagerung der Achse der ersten Wellenzahl auf den Ostteil Asiens. Hier konzentrieren sich nun die Trogachsen aller drei Wellenzahlen, was die Ausbildung eines kalten Trogas zur Folge hat, der im Winter das Bild der Temperaturverteilung maßgeblich bestimmte. Über NE-Amerika liegen die Achsen der zweiten und dritten Wellenzahl dicht beieinander und bewirken ebenfalls die Ausbildung eines kalten, weiteren Trogas.

In einer Breite von 40°N fallen Phasensprünge der Wellenzahlen 1 und 3 auf, die - verbunden mit den dort herrschenden geringen Amplitudenwerten der Temperaturwellen - die unbedeutende Rolle der stehenden Wellen in dieser Breite aufzeigt. Die Verhältnisse im 200 mb-Niveau, als Beispiel für die obere Troposphäre, wurde in der Abb. 3.15 dargestellt. Wie später noch gezeigt wird, finden in dieser Höhe die größten meridionalen Wärmetransporte statt.

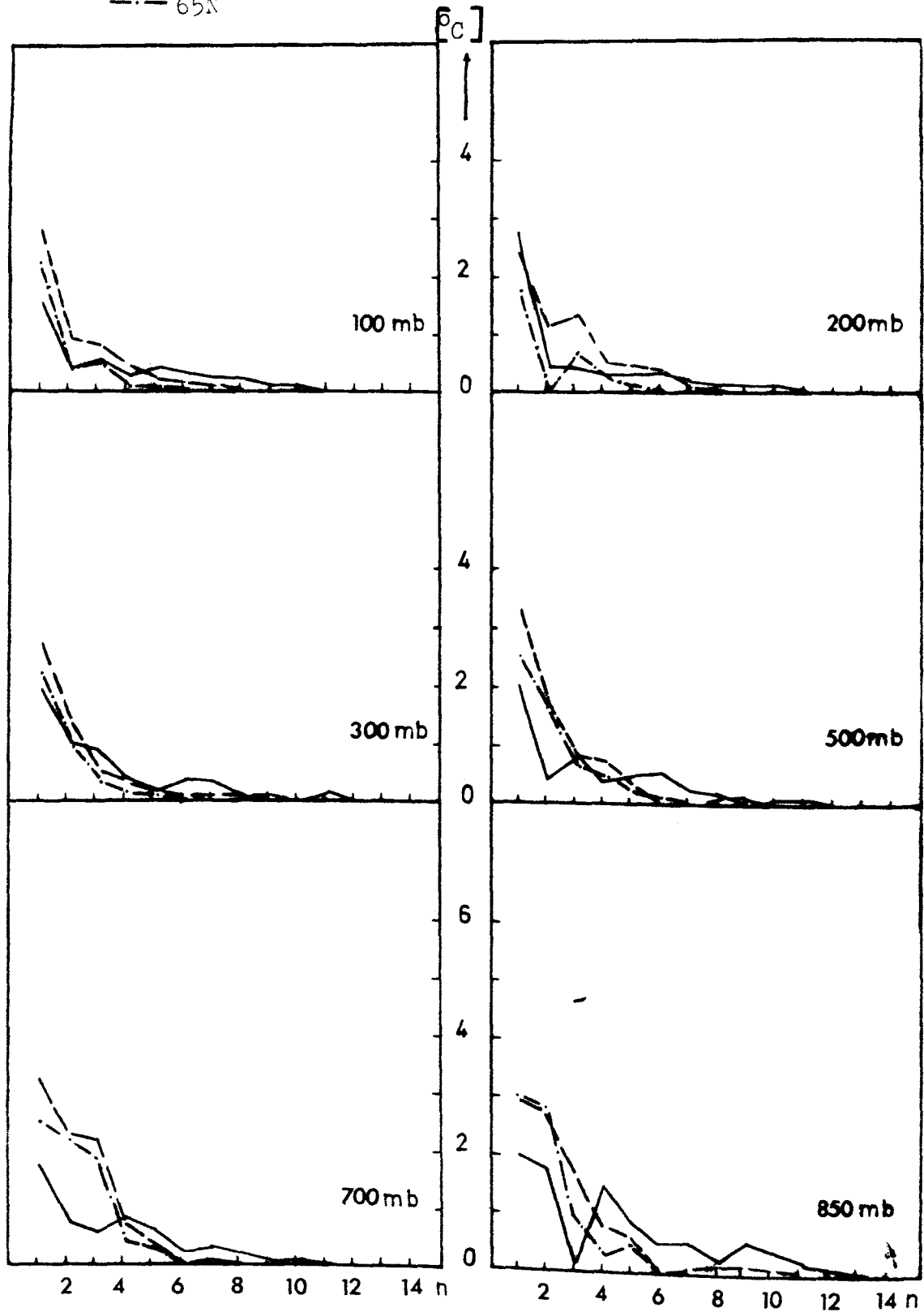
Für die erste Wellenzahl ergab sich vorstehend ein sehr ausgeglichener Amplitudenverlauf, der sich von niederen Breiten bis in die polaren Gebiete mit geringen Amplitudenschwankungen erstreckt, siehe dazu Abb. 3.12. Entsprechend erstreckt sich die Trogachse der ersten Wellenzahl von der sibirischen Nordküste über Mittelasien südwärts bis zur Ostküste Mexikos über den Atlantik. Große Phasensprünge kennzeichnen den Verlauf der Trogachsen der zweiten Wellenzahl, die mit den drei maximalen Amplitudenwerten in Verbindung stehen. So findet man über 20°N (Nord-Afrika, Pazifik), 50°N (Asien, NE-Amerika) und 75°N (Grönland, Asien) die Trogachsen der 2. Wellenzahl.

Breite: — 40°N
 — 55°N
 - - 65°N



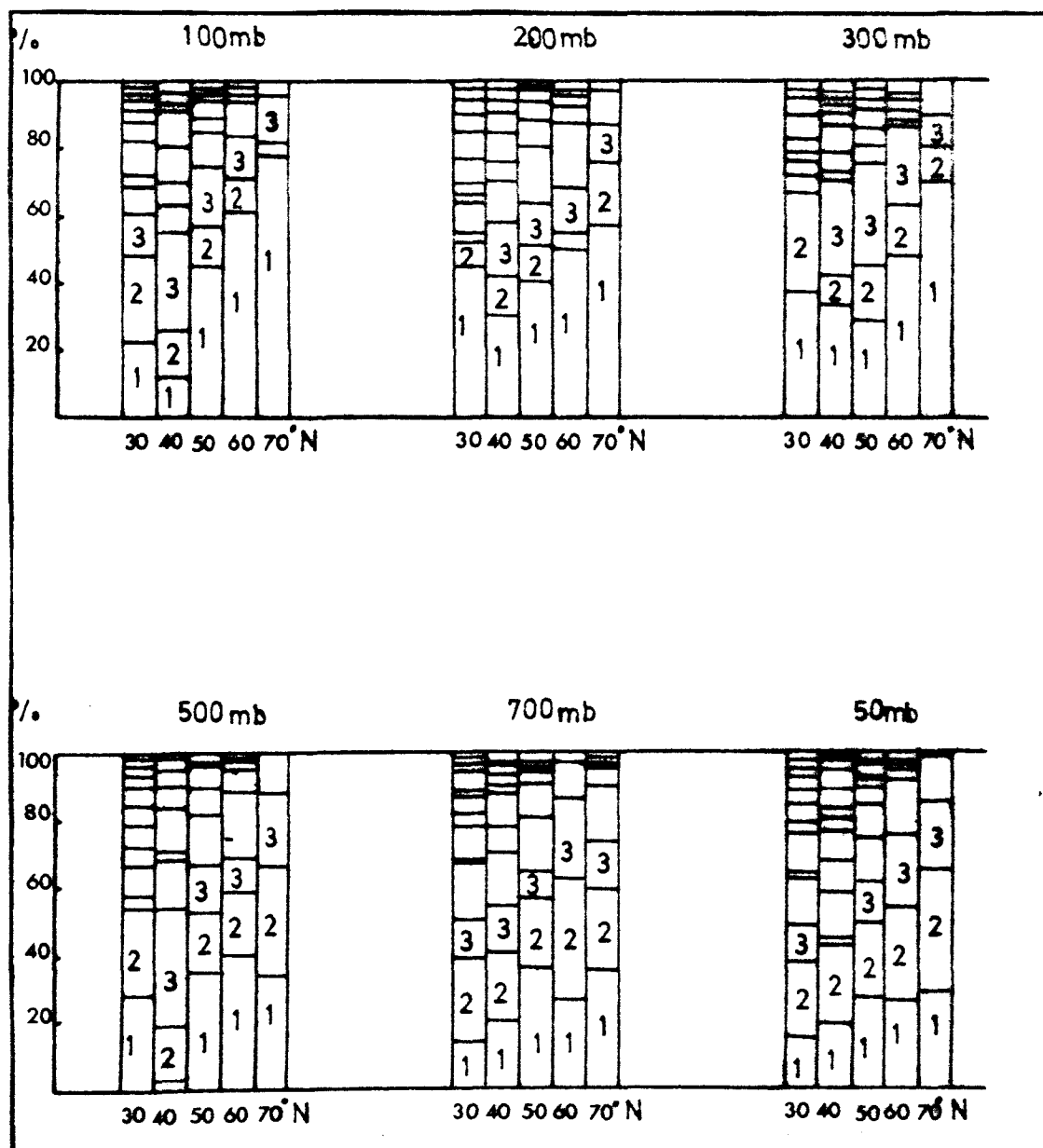
Amplitude der Temperaturwellen in $^{\circ}\text{C}$ als Funktion der Wellenzahl n für verschiedene geographische Breiten.

Breite: — 40N
 - - 55N
 ··· 65N



Amplitude der Temperaturwellen in $[\text{^{\circ}C}]$ als Funktion der Wellenzahl n für verschiedene geographische Breiten.

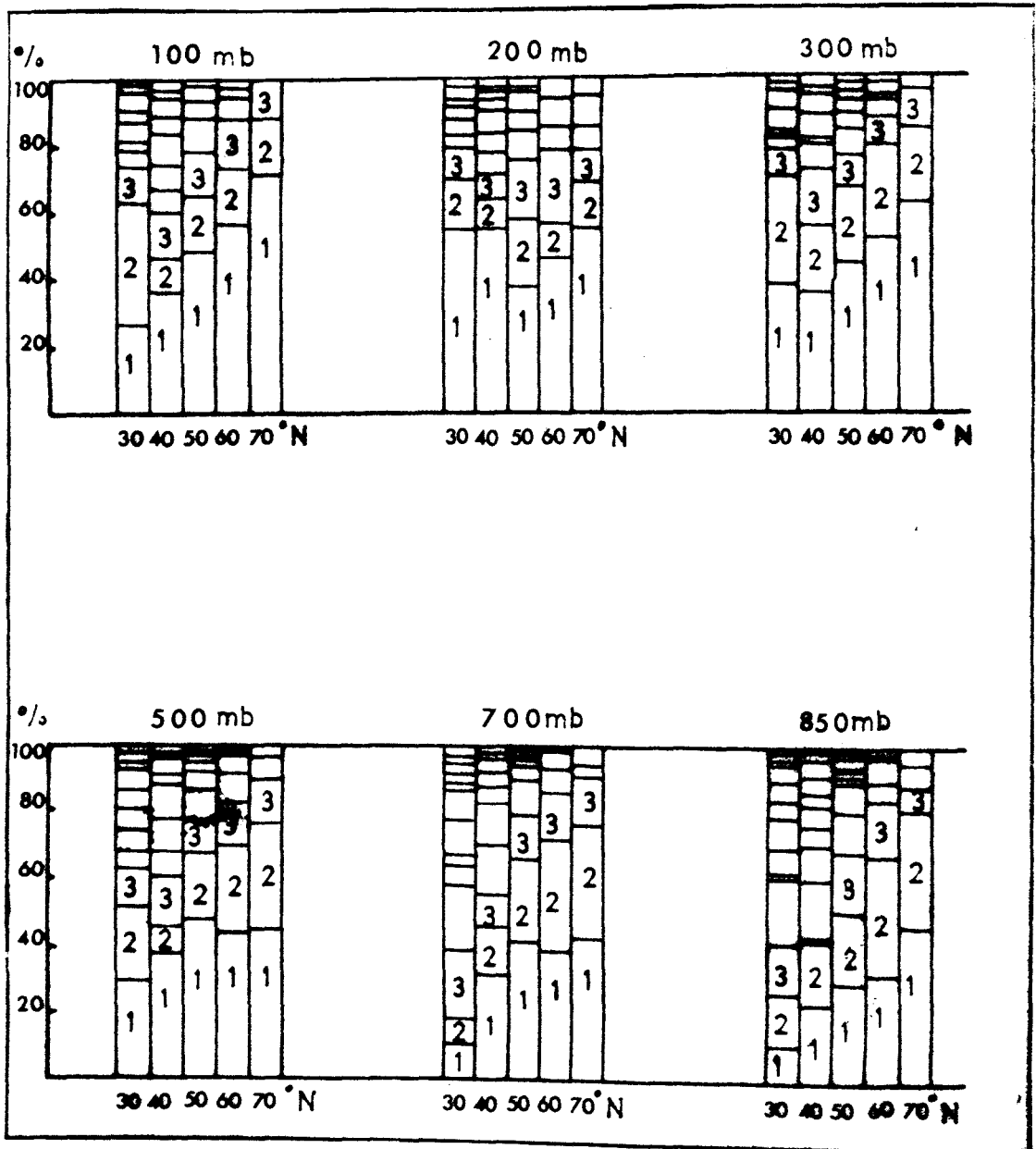
AIRIL



Prozentualer Anteil der Wellenzahlen 1-15 an der Gesamtsumme der Amplituden für die Temperaturwellen.

Abb.3.3

OKTOBER



Prozentualer Anteil der Wellenzahlen 1-15 an der Gesamtsumme der Amplituden für die Temperaturwellen.

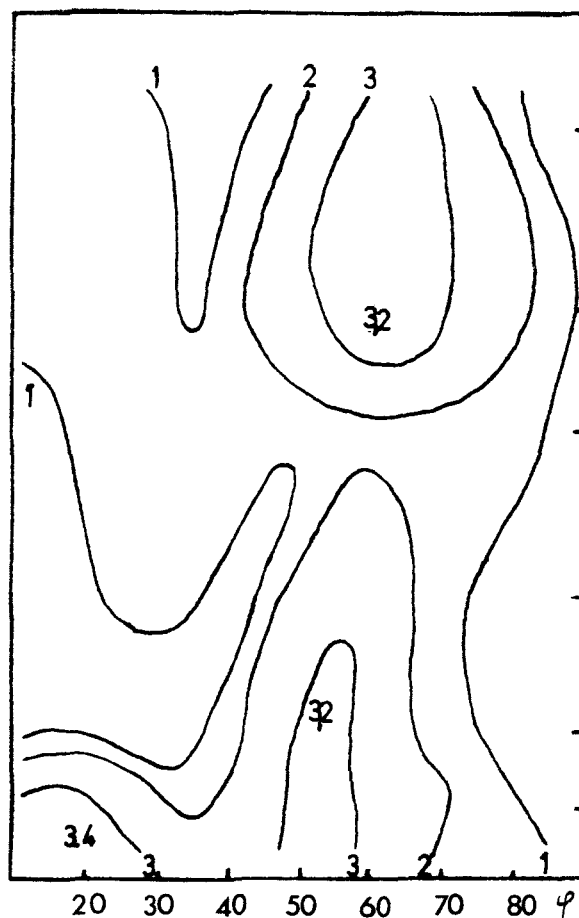
Abb. 3.4

APRIL

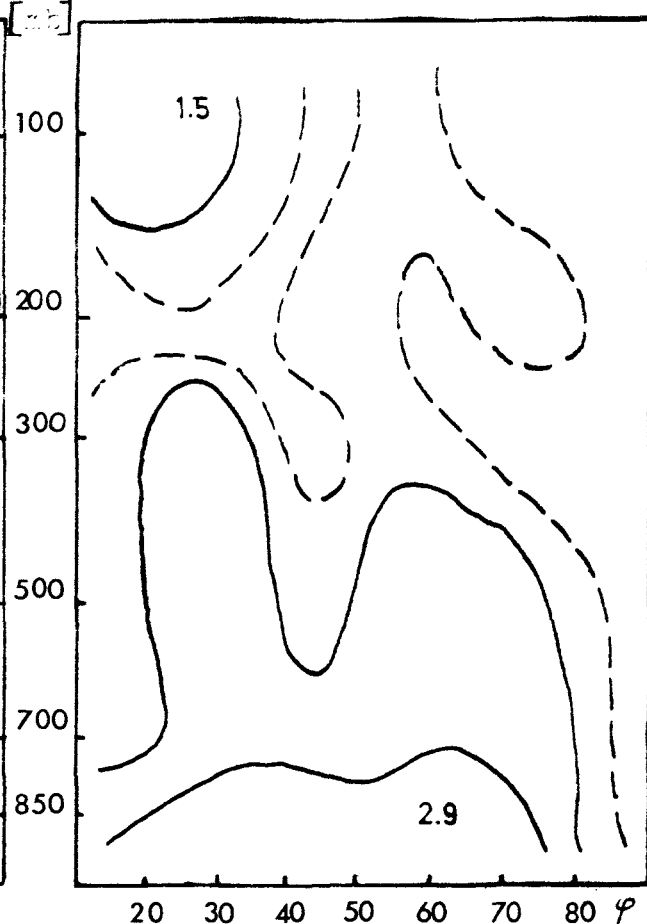
- 21 -

Amplitude der Temperaturwellen für die Wellenzahlen 1-4 in $[^{\circ}\text{C}]$.

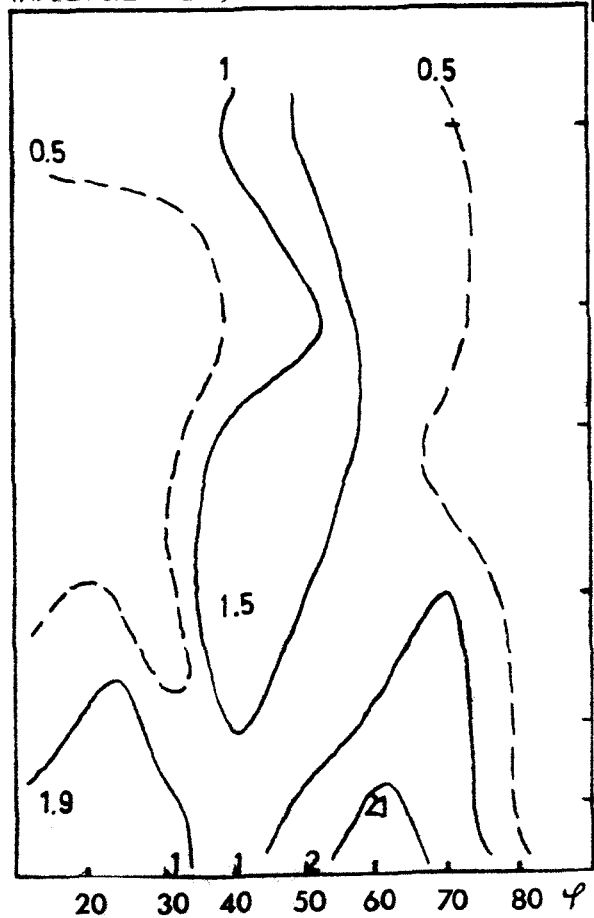
Wellenzahl 1



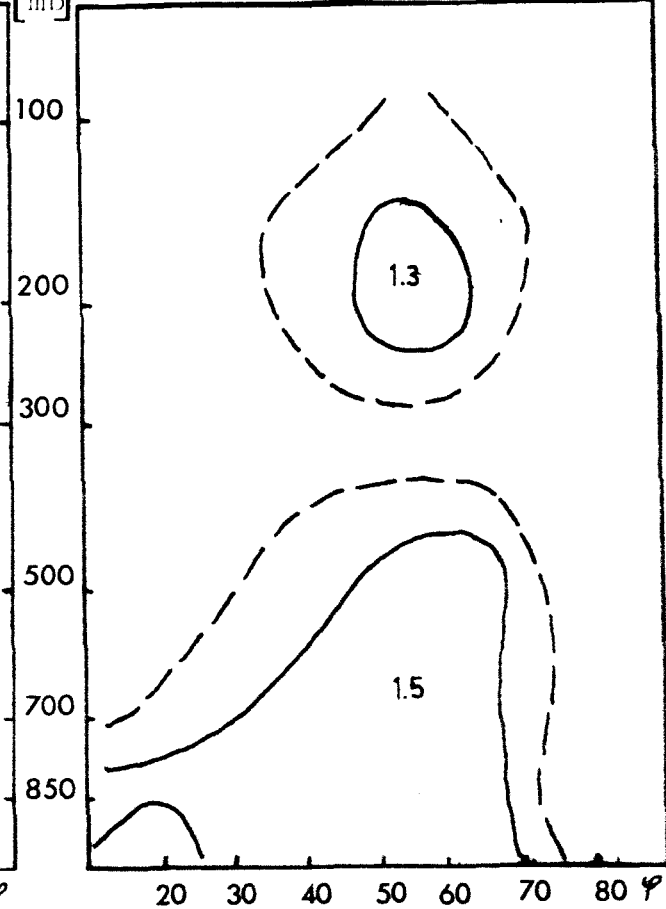
Wellenzahl 2

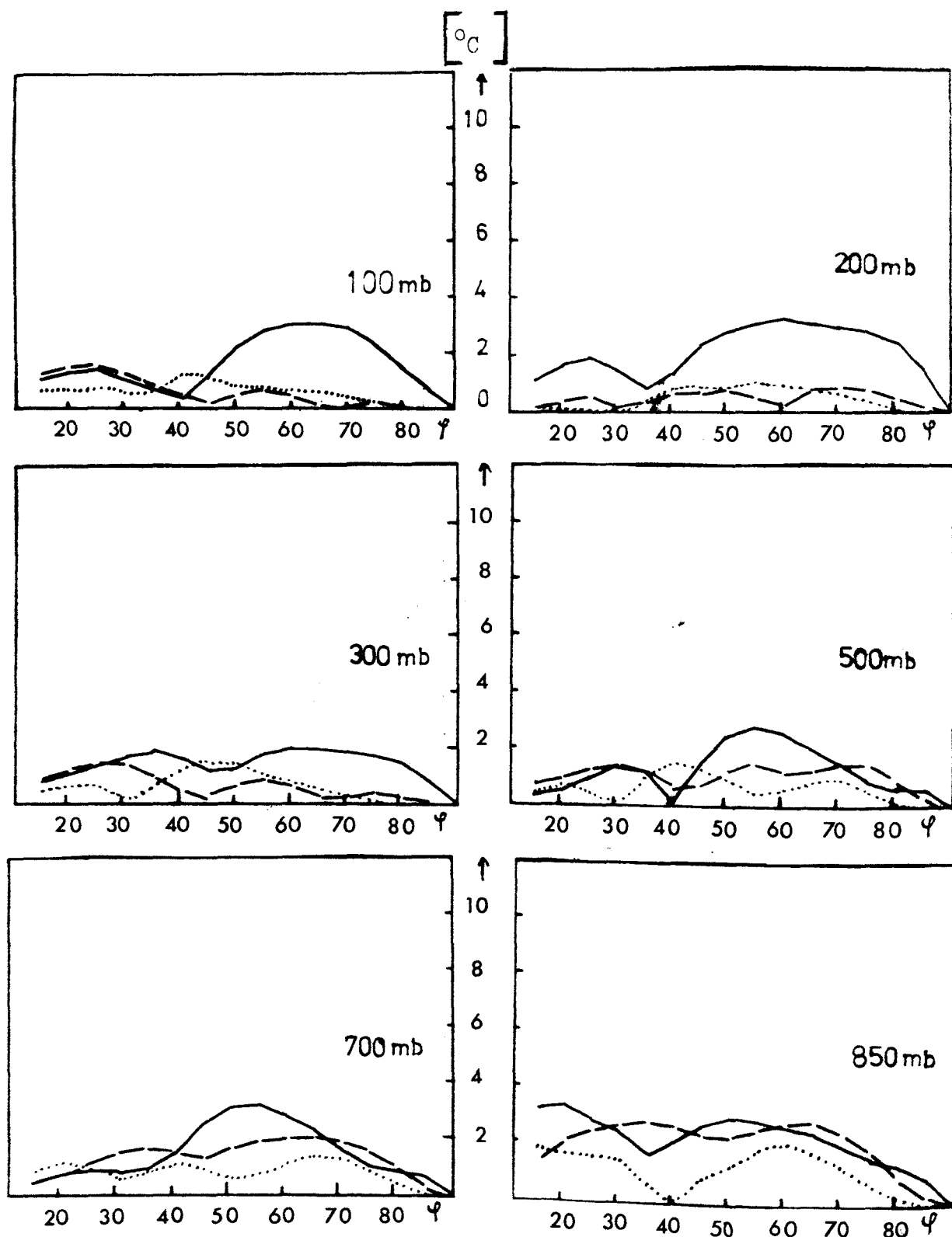


Wellenzahl 3



Wellenzahl 4

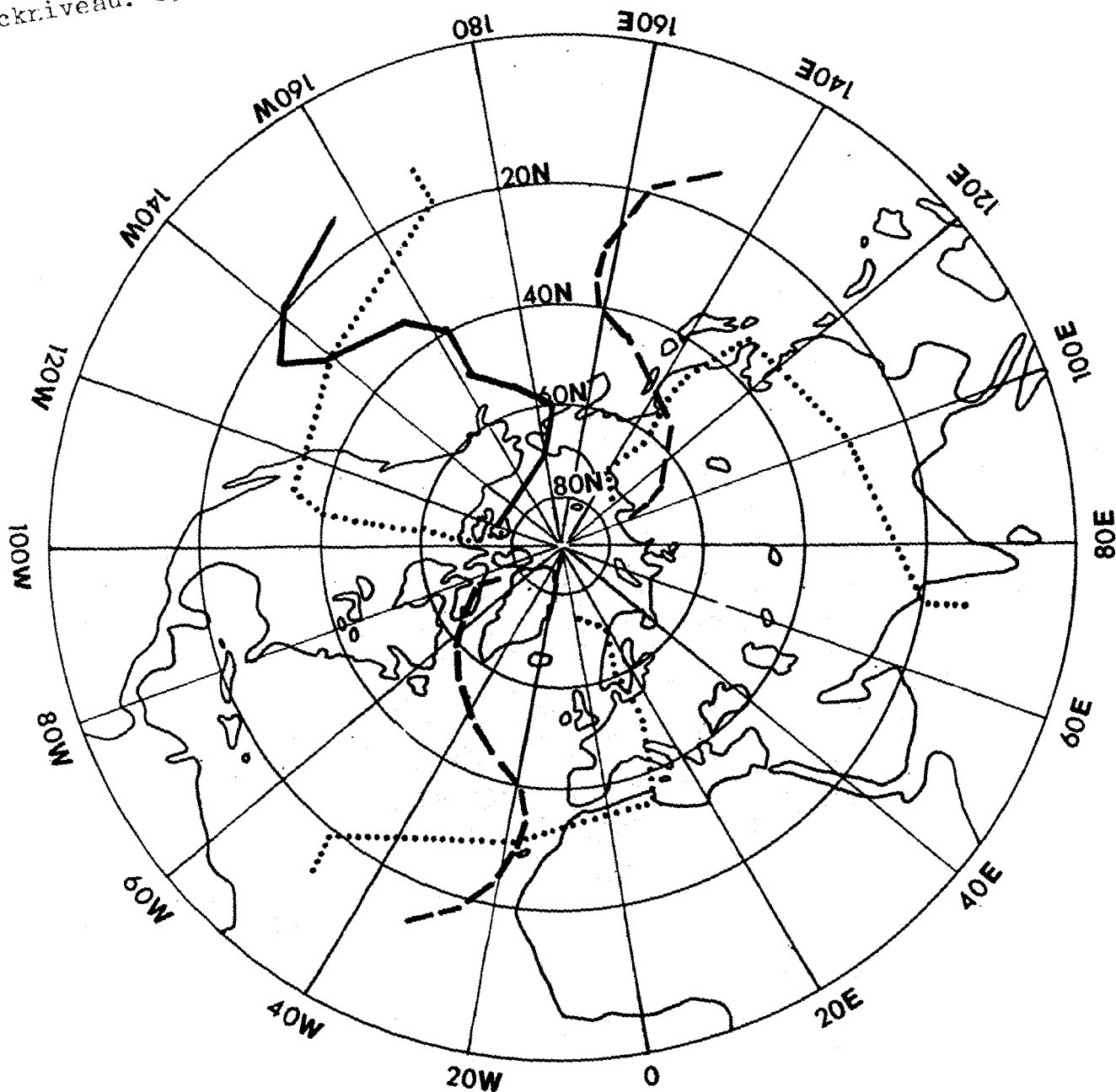




Amplitude der Temperaturwellen in $[^{\circ}\text{C}]$ als Funktion der Breite φ
für die Wellenzahlen 1-3.

Wellenzahl: 1 ———
2 - - - -
3

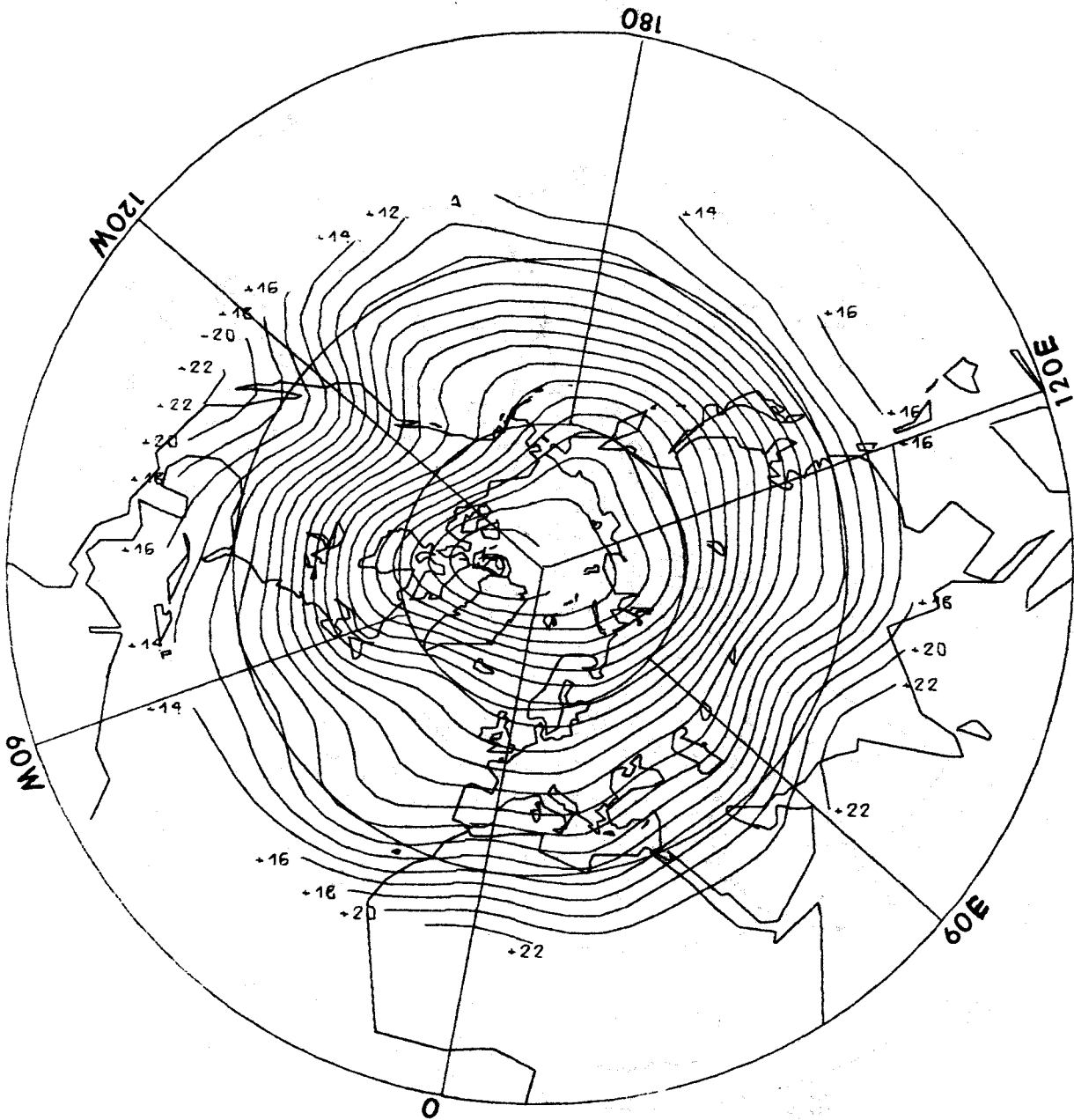
APRIL-Mittel 1967-1976
Druckniveau: 850 mb



Trogachsenlage der Temperaturwellen für 1-3 Wellenzahlen
Wellenzahl: 1 ———
2 - - - - -
3 ······

Abb. 3.7

APRIL-Mittel 1967-1976



Temperaturfeld

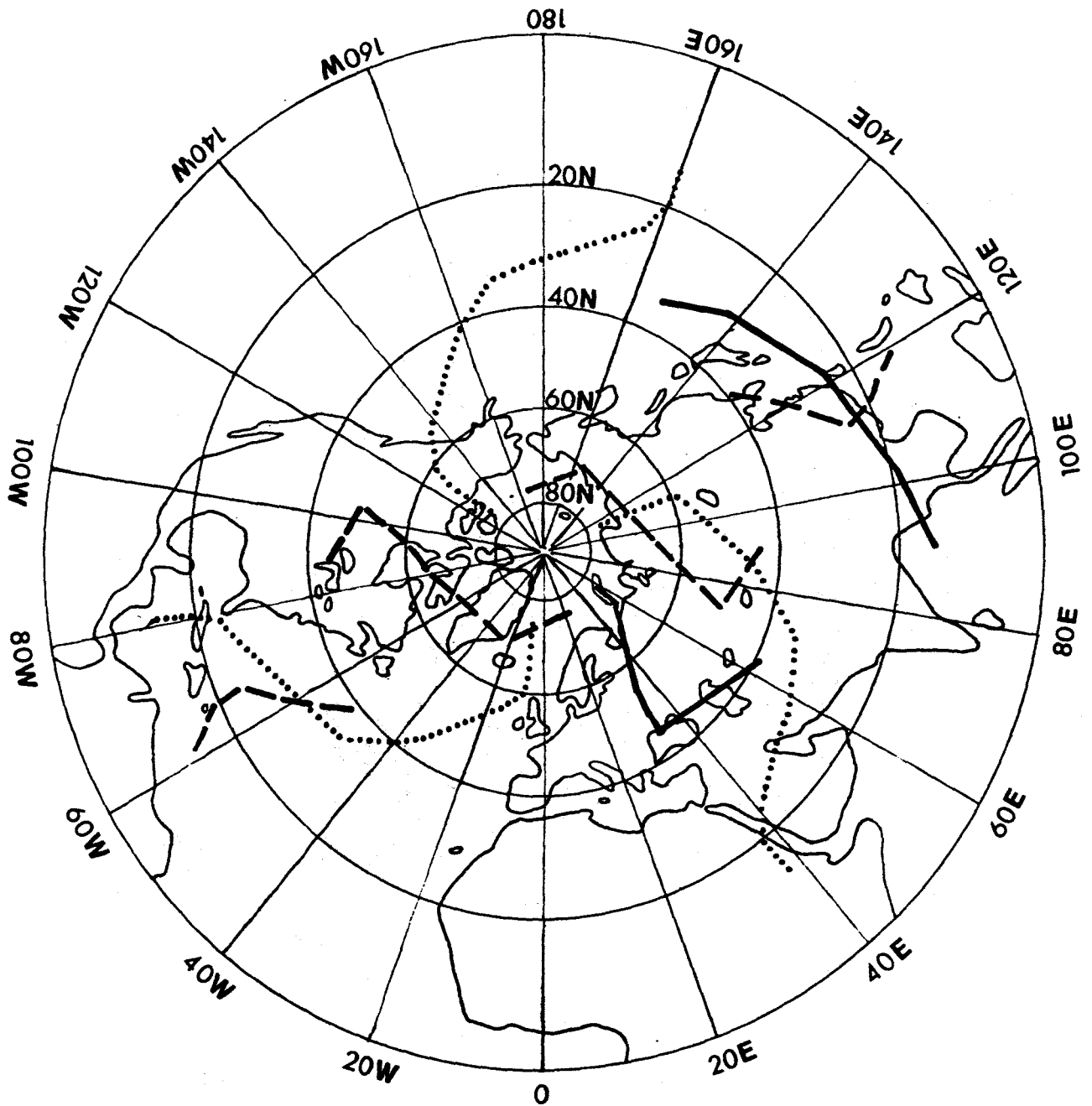
Isothermenabstand: 2°C

Druckniveau : 850 mb

Abb. 3.8

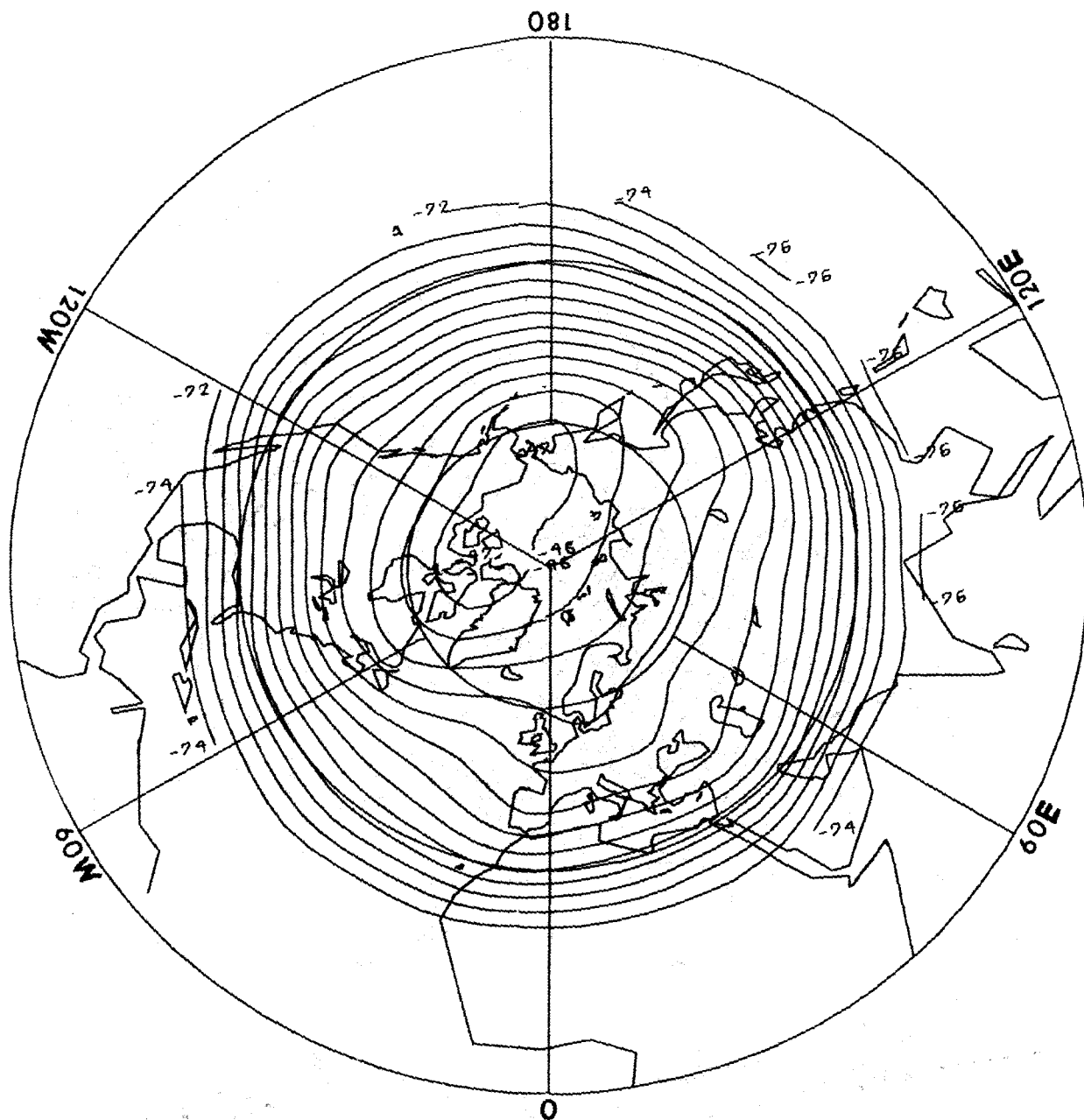
AIRIL-Mittel 1967-1976

Druckniveau: 100 mb



Trogachsenlage der Temperaturwellen für 1-3 Wellenzahlen

Wellenzahl: 1 —————
2 - - - - -
3

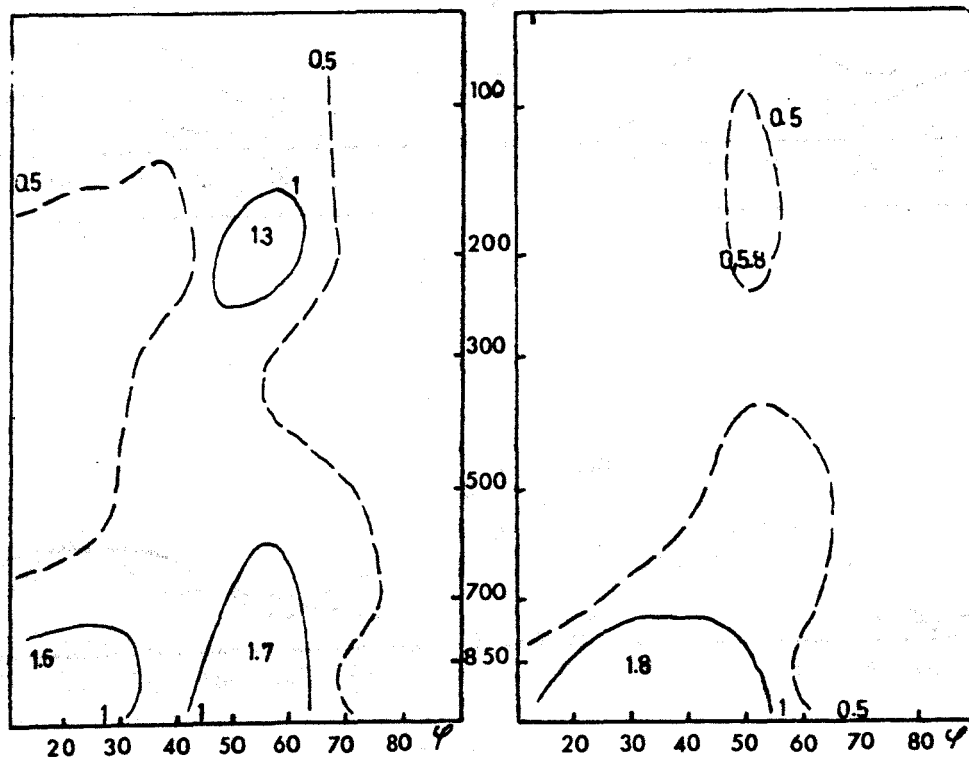
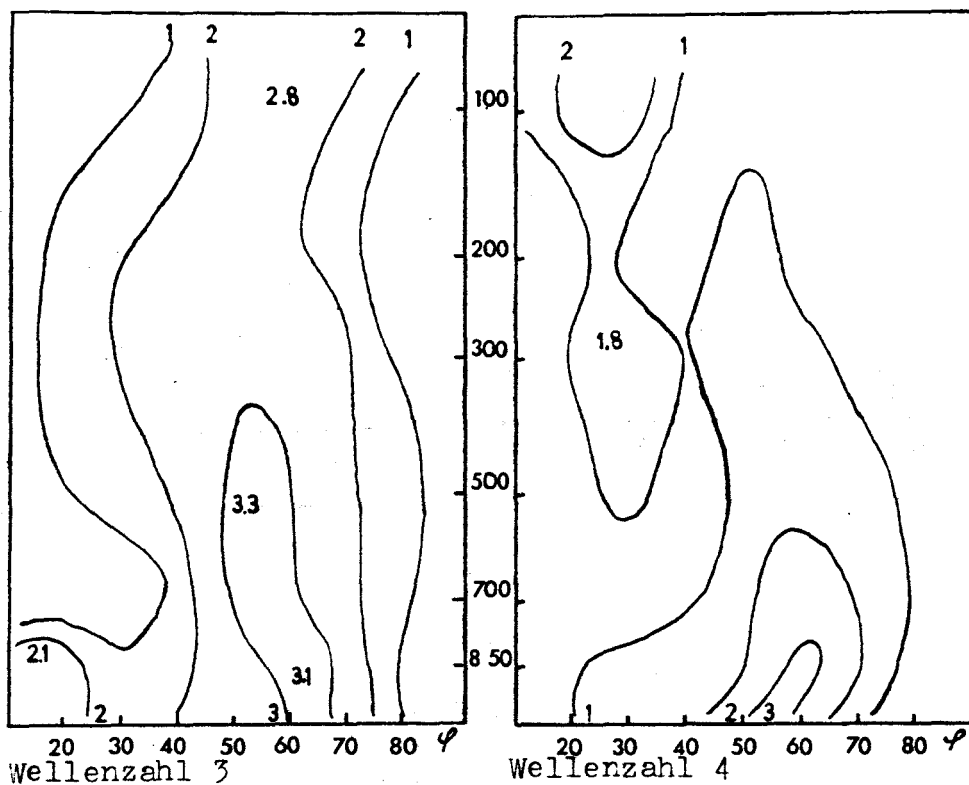


Temperaturfeld
Isothermenabstand : 2°C
Druckniveau : 100 mb

Abb. 3.10

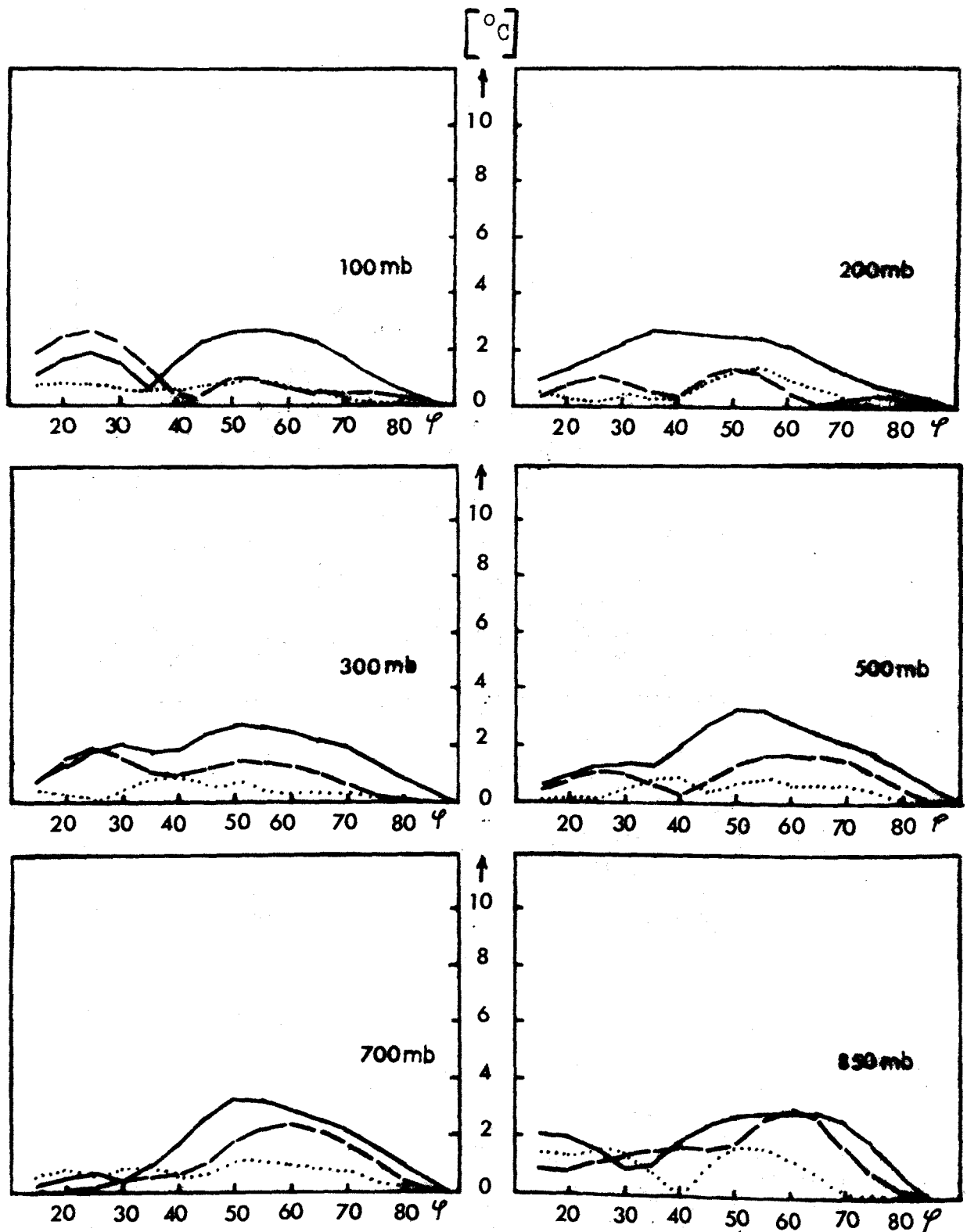
Wellenzahl 1

Wellenzahl 2



Amplitude der Temperaturwellen für die Wellenzahlen 1-4
in [°C].

Abb. 3.11

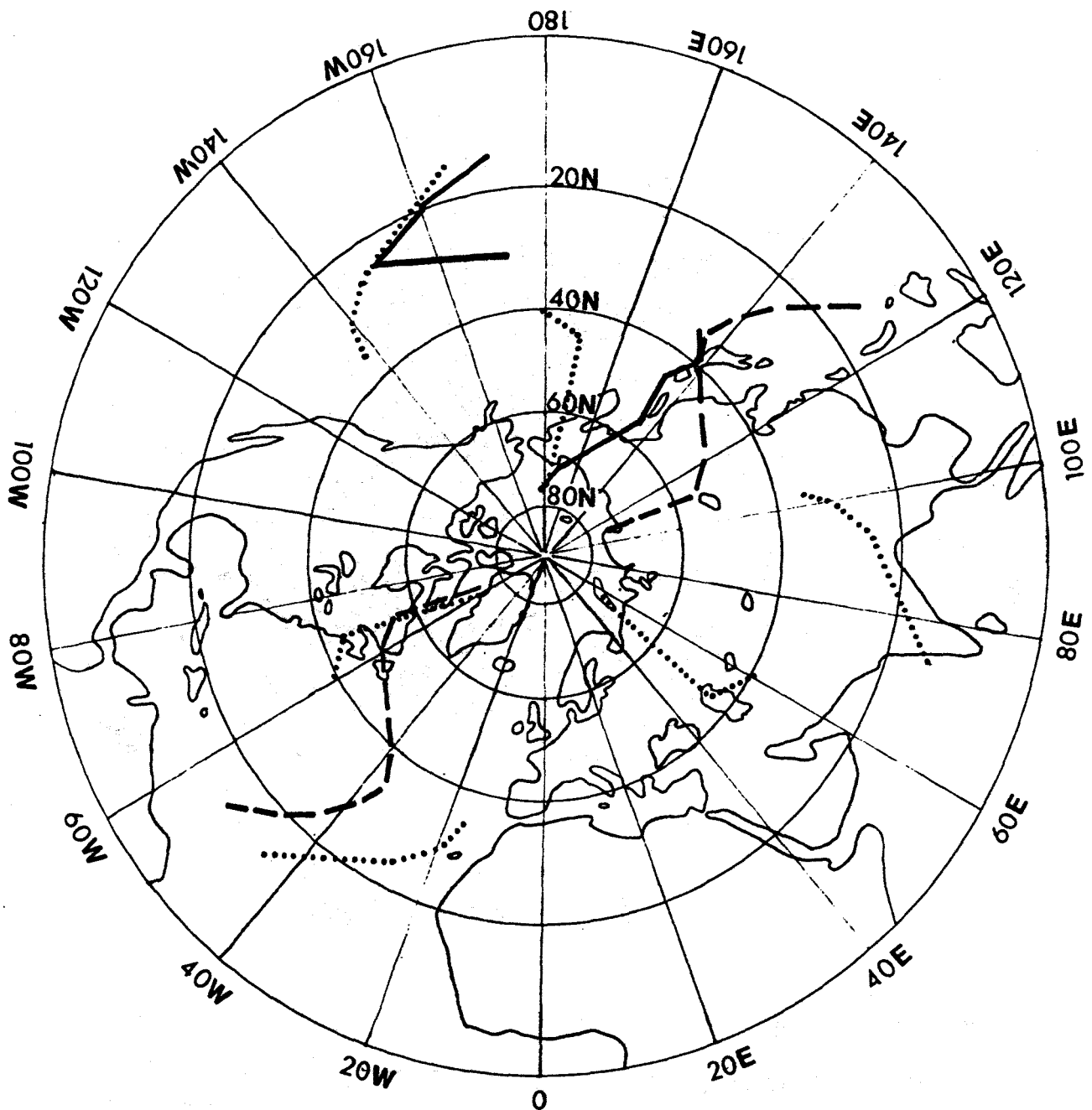


Amplitude der Temperaturwellen in $^{\circ}\text{C}$ als Funktion der Breite φ
für die Wellenzahlen 1-3 .

Wellenzahl : 1 ———
2 - - - - -
3

OKTOBER-Mittel 1967-1976

Druckniveau: 850 mb



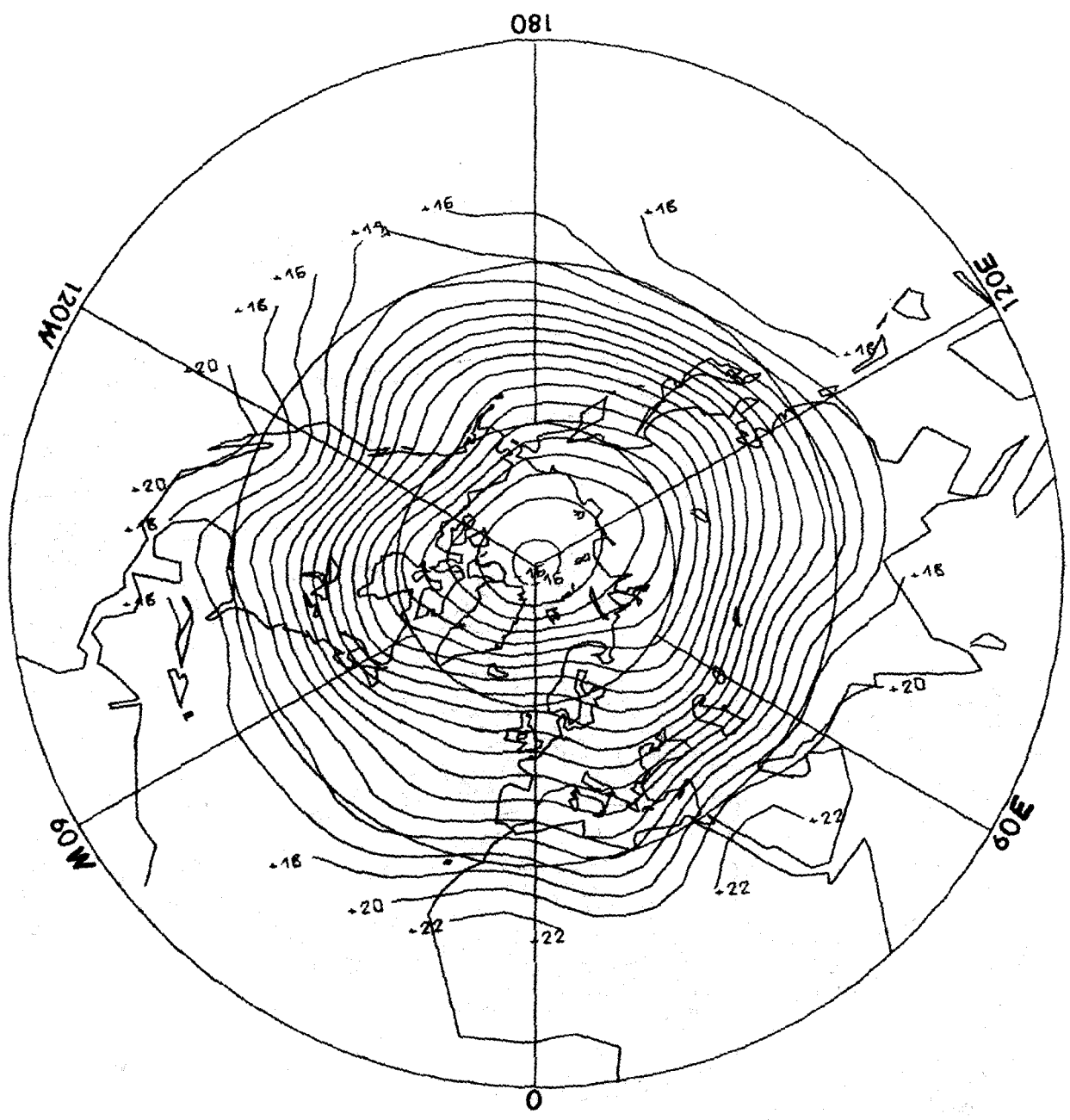
Trogachsenlage der Temperaturwellen für die Wellenzahlen 1-3

Wellenzahl: 1 —————

2 - - - - -

3

OKTOBER-Mittel 1967-1976

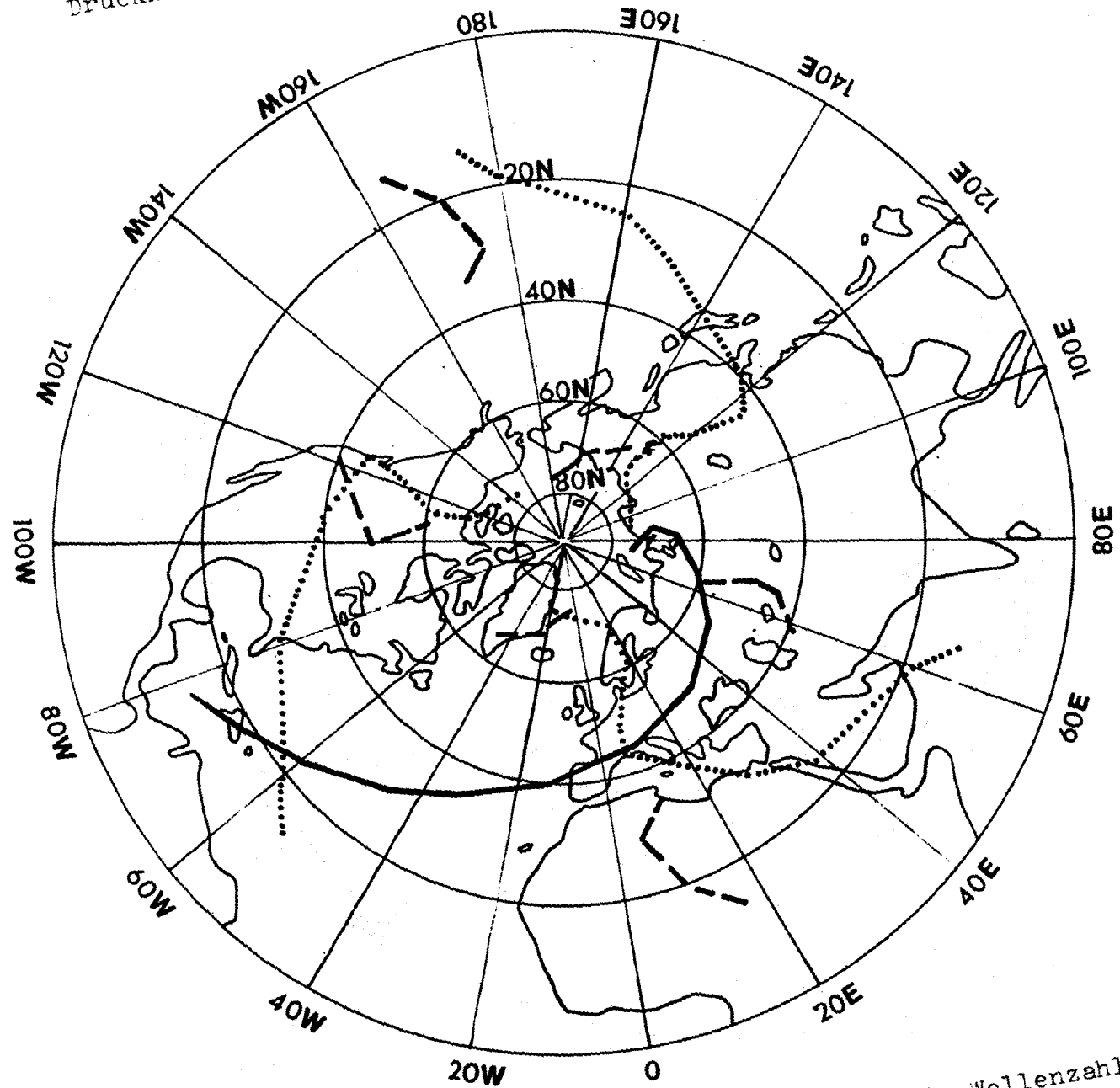


Temperaturfeld
Isothermenabstand : 2°C
Druckniveau : 850 mb

Abb. 3.14

OKTOBER-Mittel 1967-1976

Druckniveau: 200 mb

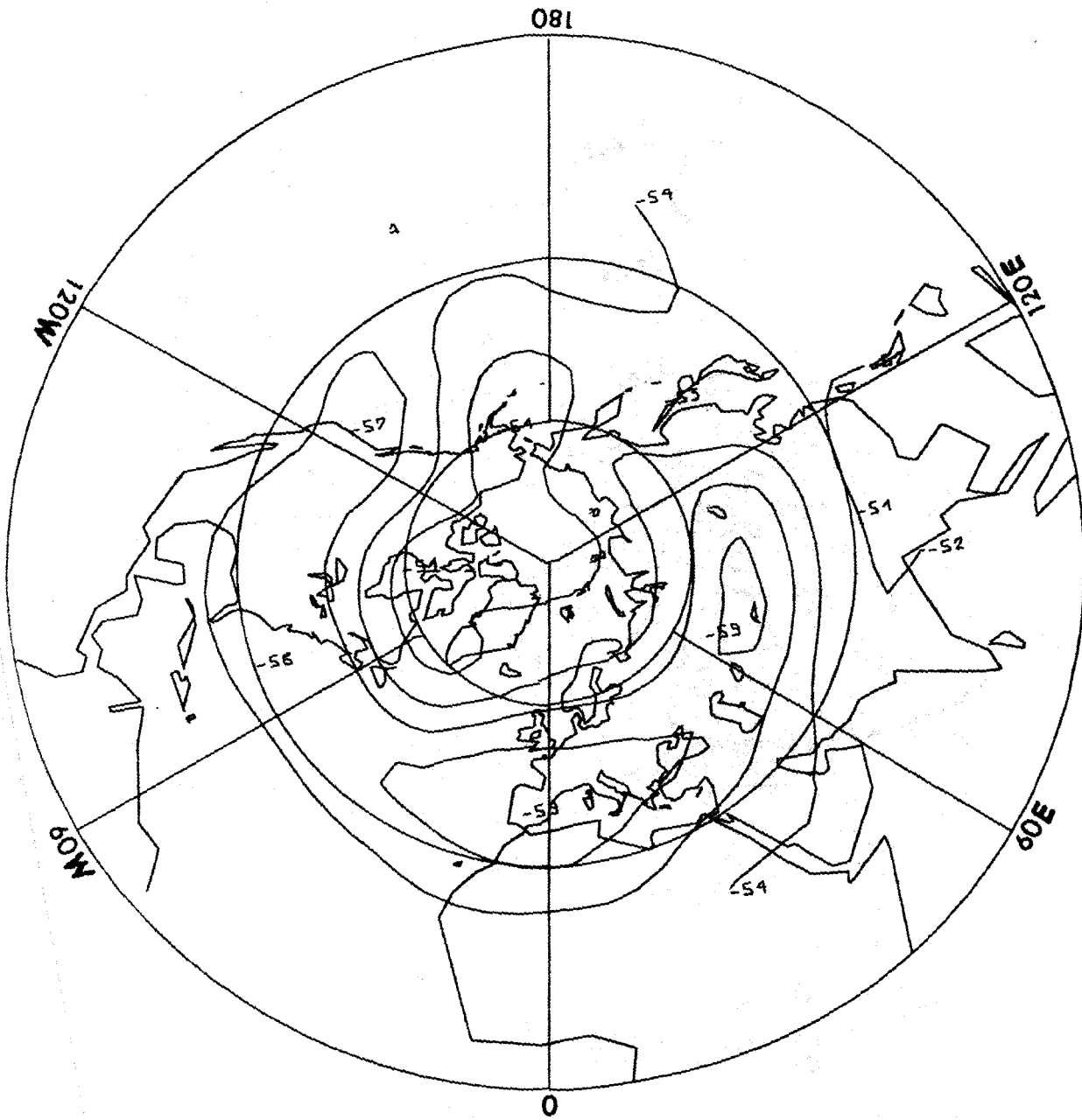


Trogachsenlage der Temperaturwellen für die Wellenzahlen 1-3

Wellenzahl: 1 ———
2 - - - - -
3

Abb. 3.

OKTOBER-Mittel 1967-1976



Temperaturfeld
Isothermenabstand : 2°C
Druckniveau : 200 mb

Abb. 3.16

3.3. DIE STEHENDEN GEOPOTENTIALWELLEN IM APRIL UND OKTOBER

Es soll auch hier, wie schon bei der Diskussion der Temperaturwellen, zunächst die Amplitude der stehenden Geopotentialwellen als Funktion der Wellenzahl n für jedes Druckniveau betrachtet werden, um so über den Einfluß der einzelnen Wellenzahlen auf die Geopotentialverteilung genauere Informationen zu erhalten. Die Verhältnisse im Frühjahr werden in der Abb. 3.17 dargestellt. Dabei zeigt sich deutlich eine Dominanz der ersten vier Wellenzahlen; die Amplituden der höheren Wellenzahlen liefern hingegen nur geringe Beiträge. Mit zunehmender Höhe steigt die Größe der Amplituden der ersten vier Wellenzahlen stark an und erreicht schließlich in der unteren Stratosphäre maximale Werte. Über den Breiten von 60°N und 50°N werden diese Maxima von der Wellenzahl 1 bestimmt. Dagegen bleiben im Bereich von 40°N die Amplituden von Wellenzahl 1 und 2 gegenüber jenen der Wellenzahl 3 in allen Niveaus zurück. In der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre gewinnt auch die erste Wellenzahl in 40°N an Bedeutung; es werden allerdings nicht die Werte von Wellenzahl 3 erreicht. Oberhalb von 700 mb zeigt auch die Wellenzahl 6 noch relativ hohe Amplituden, die denen der Wellenzahl 2 gleichwertig sind. Als mögliche Erklärung für dieses Verhalten könnte man anführen, daß die 6. Wellenzahl eine Oberschwingung zu Wellenzahl 3 darstellt.

Das Amplitudenspektrum der Geopotentialwellen in Abhängigkeit von der Wellenzahl für den Oktober (Abb. 3.18) zeigt im Gegensatz zum April einen stärkeren und kontinuierlicheren Abfall mit zunehmender Wellenzahl.

Während sich bis zum 50 mb-Niveau ein relativ flacher Verlauf mit maximalen Werten für die Wellenzahlen 1 und 3 bestimmen läßt, nimmt oberhalb dieser Druckfläche die Bedeutung von Wellenzahl 1, hervorgerufen durch das kalte Tief über Grönland, stark zu. Hierbei werden in den mittleren Breiten annähernd dieselben Amplitudenwerte erreicht wie im April. In niederen Breiten (30°N) erlangt jedoch, im Gegensatz zum Frühjahr, - hier ist in 40°N die dritte Wellenzahl dominant -

die erste Wellenzahl in allen Druckniveaus oberhalb von 700 mb die größte Bedeutung. Daher bleibt im Oktober der große Einfluß des sommerlich asiatischen Hitzetiefs noch gut erkennbar.

Ähnlich wie für die Temperaturverteilung entnimmt man der Darstellung der prozentualen Anteile der einzelnen Wellenzahlen an der Gesamtsumme der Amplituden der stehenden Geopotentialwellen im April - siehe Abb. 3.19 - , daß schon die ersten drei Wellenzahlen für sich allein die Verteilung des Geopotentials weitgehend charakterisieren.

Die Summe der Anteile der Wellenzahlen 1 bis 3 macht nördlich von 40°N in allen Niveaus schon über 70 % aus.

Im Oktober (Abb. 3.20) zeigt das 850 mb-Niveau orographische Einflüsse, durch welche den kleinskaligeren Wellen eine größere Bedeutung zukommt. Zu den mittleren Breiten hin fällt die Amplitudensumme der ersten drei Wellenzahlen in allen Druckniveaus ab, was eine Folgeerscheinung des geringen Anteils der Wellenzahl 2 ist. Ähnliches konnte auch im April beobachtet werden. In diesem Monat ist die Ursache dafür jedoch der geringe prozentuale Anteil der ersten Wellenzahl.

Nördlich von 50°N dominieren wieder die ersten drei Wellenzahlen und erreichen eine Amplitudensumme, die über der 80 %-Grenze liegt.

Die Amplitudenverteilung in einem Vertikalschnitt (ϕ, p) für die ersten vier Wellenzahlen wird in der Abb. 3.21 präsentiert. Für den April ergeben sich die folgenden Eigenheiten. Die Amplituden aller vier Wellenzahlen nehmen mit der Höhe kontinuierlich zu und erreichen in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre maximale Werte. Wellenzahl 1 weist in diesem Niveau eine Zweiteilung des Maximums auf. Damit wird die Lage der beiden Strahlströme der oberen Troposphäre verdeutlicht; über den niederen Breiten die des Subtropenjets und in den mittleren und höheren Breiten die des Polarjets. Außerdem zeigt Wellenzahl 1 im Verhältnis zu den Maxima der Wellenzahlen 2, 3 und 4 doppelt so große Amplitudenwerte. Diese wer-

den allerdings erst im 100 mb-Niveau über einer Breite von 65°N erreicht.

Die mittlere Amplitudenverteilung der Geopotentialwellen im Frühjahr als Funktion der geographischen Breite für jedes Druckniveau (Abb. 3.22) zeigt die Dominanz der ersten Wellenzahl sehr deutlich, die sich schon im 500 mb-Niveau andeutet und schließlich aufwärts bis zur 100 mb-Fläche immer augenscheinlicher hervortritt.

Im 850 mb-Niveau zeigt die erste Wellenzahl drei ausgeprägte Maxima. Die hohen Amplitudenwerte im Bereich von 30°N sind ein Ausdruck des Hitzetiefs über Südasien.

Das zweite Maximum findet sich über den gemäßigten Breiten, in einem Bereich von 45° - 65°N . Während im 850 mb-Niveau beide Maxima größenordnungsmäßig gleiche Stärke besitzen, nehmen die Amplitudenwerte über den gemäßigten Breiten mit zunehmender Höhe rasch zu und erreichen in der unteren Stratosphäre das schon im Vertikalschnitt beschriebene Maximum. Auf diese Weise wird die starke vertikale Luftdruckabnahme im Islandtief beschrieben. Daneben bleiben die Amplituden über den niederen Breiten auch mit zunehmender Höhe annähernd konstant. Wellenzahl 2 zeigt ebenfalls im Bereich von 30°N ein Maximum, das allerdings weniger stark ausgeprägt ist. Dies läßt erkennen, daß sich das über dem südlichen Teil des asiatischen Kontinents gelegene sommerliche Hitzetief im Frühjahr schon auszubilden beginnt, jedoch noch nicht den Umfang sowie die Kerntiefe, welche im Juli auftritt, erreichen kann. Über einer Breite von 40°N im Bereich der oberen Troposphäre (500-200 mb) erlangt die dritte Wellenzahl ihre größten Amplitudenwerte; dort zeigen die Wellenzahlen 1 und 2 jeweils ein Minimum auf. Schließlich sind noch hohe Amplitudenwerte über einer Breite von 75°N im 850 mb-Niveau zu beobachten. Dieses dritte Maximum verliert jedoch mit zunehmender Höhe rasch an Bedeutung.

Das Phasenverhalten der Geopotentialwellen im April für das 850 mb-Niveau wird durch Abb. 3.23 verdeutlicht. Die erste

Wellenzahl zeigt in einer Breite von 40°N einen beträchtlichen Phasensprung, der - wie die früher präsentierte Abb. 3.18 zeigte - mit einem Amplitudenminimum verbunden ist. Dieser kann auch in der Darstellung 3.6. für die Temperatur beobachtet werden.

So liegt die Trogachse der ersten Wellenzahl nördlich von 40°N über dem Ostteil Asiens und erstreckt sich bis in den mittleren Pazifik, während die Trogachse in niederen Breiten über der arabischen Halbinsel zu finden ist. Ein Vergleich mit der Abb. 3.7, welche die Trogachsenlage der Temperaturwellen im 850 mb-Niveau darstellt, zeigte an, daß gerade über diesem Gebiet der Rücken der Temperaturwelle der ersten Wellenzahl auftritt. Dies deutet für die niederen Breiten auf ein Hitzetief über der arabischen Halbinsel hin. Zu beachten ist ebenfalls die Änderung der horizontalen Achsenneigungen. Diese bestimmen letztlich die Richtung des meridionalen großturbulenten Transportes von Drehimpuls verursacht durch stationäre Wellen. Über südlichen Breiten (etwa $< 60^{\circ}\text{N}$) sind die Trogachsen meist von NE nach SW und über nördlichen Breiten (etwa $> 60^{\circ}\text{N}$) von NW nach SE orientiert, d.h. dann einen nach Norden bzw. nach Süden gerichteten Impulstransport.

Deutlich tritt diese Richtungsänderung für die Wellenzahlen 2 und 3 hervor. Diese vollzieht sich jeweils in der Nähe von 60°N . Über der östlichen Küstenregion des asiatischen Kontinents befinden sich die Trogachsen aller drei Wellenzahlen und bilden einen Tiefdrucktrog über dem noch relativ kalten Festland aus. Über Mittelamerika sind die Wellenzahlen 2 und 3 für den amerikanischen Trog verantwortlich, während sich über Osteuropa durch die Rückenlage der zweiten Wellenzahl ein solcher nicht einstellt.

Im 200 mb-Niveau, Abb. 3.25, stellt sich über dem Gebiet der Ostküste des asiatischen Kontinents, gegenüber dem 850 mb-Niveau etwas nach Westen verschoben, ein Tiefdrucktrog ein, welcher durch ein Zusammenwirken der ersten drei Wellenzahlen erzeugt wird, während über dem Atlantik über 30°N eben-

falls ein Trog durch die einander nahe Lage der Achsen der Wellenzahlen 1 und 3 entsteht sowie über NE-Amerika durch die Wellenzahlen 2 und 3.

Ein Wechsel in der Richtung der Achsenneigungen vollzieht sich für Wellenzahl 3 in 40°N . Dort weist die erste Wellenzahl einen beträchtlichen Phasensprung auf, der mit einem Amplitudenminimum verbunden ist.

Ähnlich wie für den April gestaltet sich die entsprechende Verteilung im Vertikalschnitt für den Oktober (Abb. 3.27). Auch hier wächst die Amplitude aller Wellenzahlen mit zunehmender Höhe an und erreicht im Bereich der Tropopause (300-200 mb) ihr Maximum über einer Breite von 50° - 70°N . Dies ist somit etwas nördlicher gelegen als im April. Wellenzahl 2 zeigt im 200 mb-Niveau über 35°N ein zweites, schwächeres Maximum, welches ebenfalls für die erste Wellenzahl zu beobachten war sowie im April für Wellenzahl 1 und 2 und Ausdruck eines warmen Tiefs über diesen Breiten ist (siehe dazu auch Abb. 3.5 und 3.11).

Die mittlere Amplitudenverteilung in Abhängigkeit von der geographischen Breite (Abb. 3.28) ist für die Niveaus 850 mb und 700 mb im Oktober jenem Verlauf recht ähnlich, welcher zuvor im April diskutiert wurde. Über einer Breitenzone von 15° - 40°N übersteigt die Amplitude von Wellenzahl 2 jedoch die der Wellenzahl 1. Die Amplitudenzunahme von Wellenzahl 1 in größeren Höhen tritt auch in dieser Darstellung deutlich hervor. Allerdings steigen die Amplituden von Wellenzahl 2 im Verhältnis zu den Werten im April stärker an, während die Amplituden der ersten Wellenzahl ihre maximalen Werte nun schon im 200 mb-Niveau erreichen und zum 100 mb-Niveau hin wieder kleiner werden.

Wellenzahl 3 zeigt im Höhenintervall von 700-200 mb maximale Werte, die ihre Lage - wie ein Vergleich mit dem April erkennen läßt - nach Norden verschoben hat.

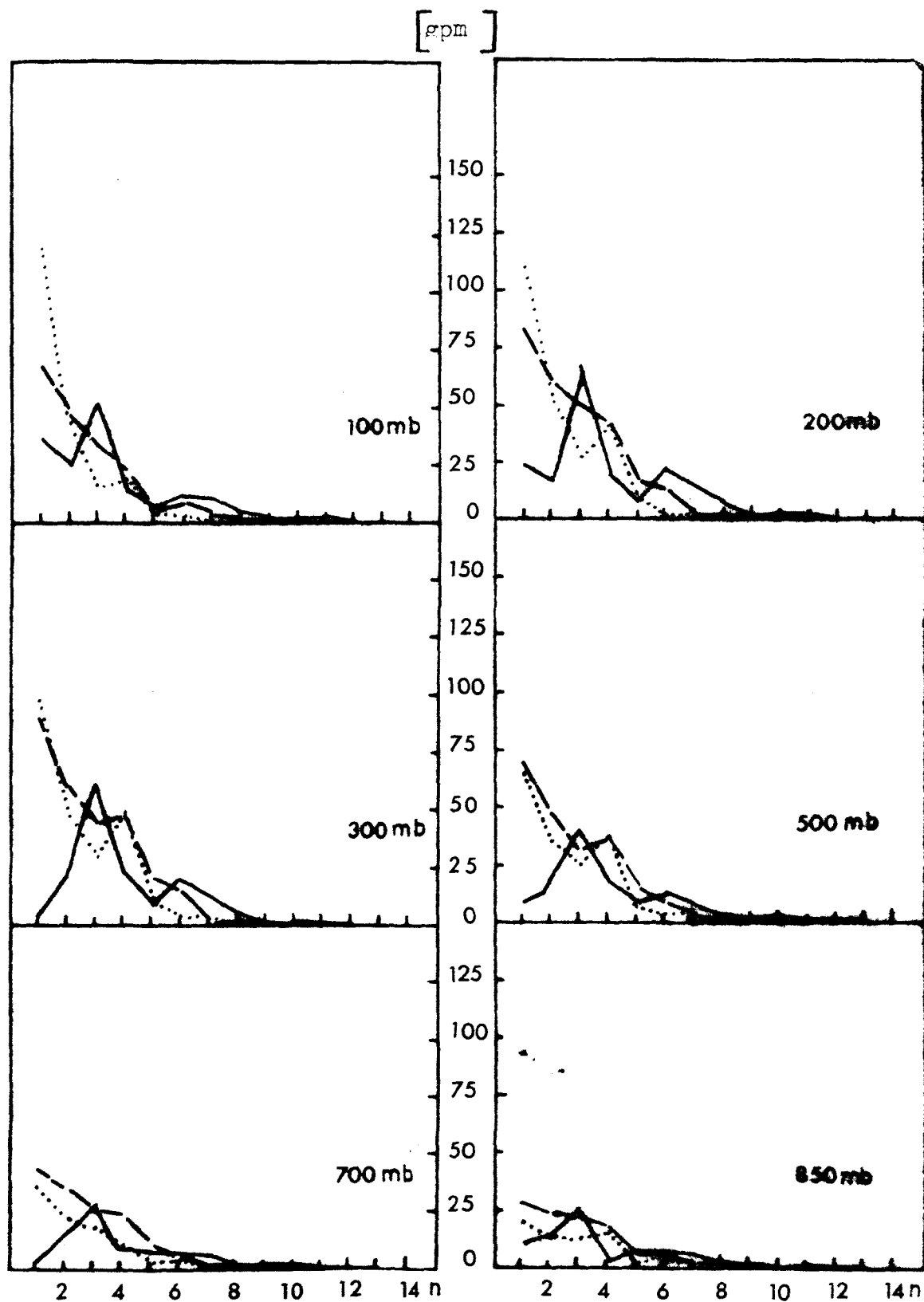
Die Lage der Trogachsen der ersten Wellenzahl im 850 mb-Niveau hat sich im Oktober weiter nach Westen verlagert und

findet sich nun über dem Pazifik und NW-Amerika (Abb. 3.29). Südlich von 40°N , wo ein Phasensprung bei den ersten zwei Wellenzahlen auftritt, bilden diese über den Wüstengebieten des Irans einen Trog, der wieder Ausdruck des Hitzetiefs über diesem Gebiet ist. Aufgrund des weiten Abstandes der Achsen der Wellenzahlen in den übrigen Regionen kommt es zu keinen weiteren Trogausbildungen.

Im 200 mb-Niveau stellen sich die Ergebnisse in der folgenden Weise dar:

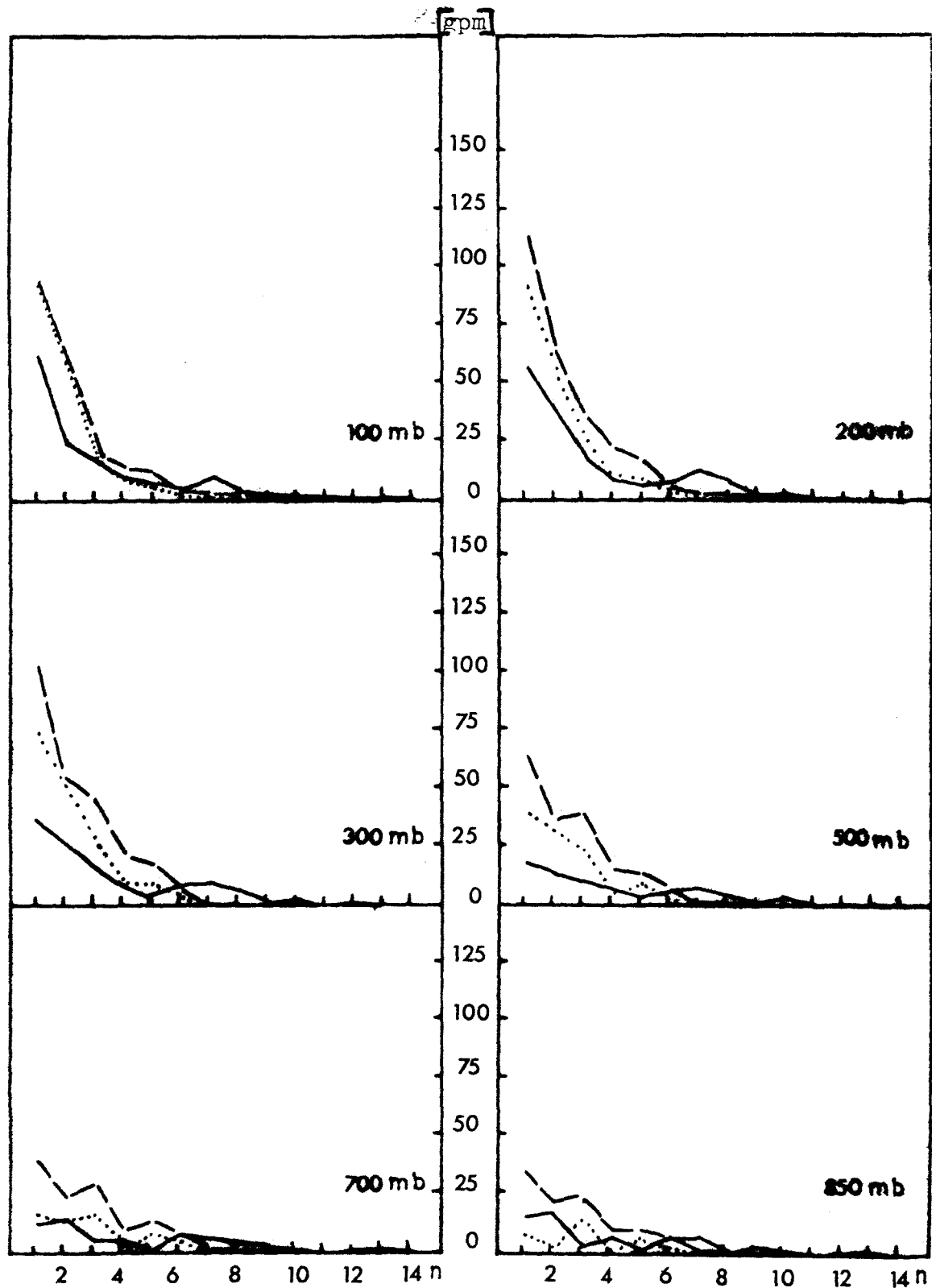
Über NE-Amerika durch die Wellenzahlen 2 und 3 und über Ostasien durch die Wellenzahlen 1, 2 und 3 entwickeln sich ausgeprägte Tiefdrucktröge. Während der Atlantik im 850 mb-Niveau trogfrei war, da sich hier ein kaltes Hoch befand, kommen sich im 200 mb-Niveau die Achsen der Wellenzahlen 1 und 3 über dem Ozean recht nahe. Ein weiterer Trog zeichnet sich über Osteuropa ab, der allein durch die dritte Wellenzahl gebildet wird. Phasensprünge der ersten und zweiten Wellenzahl traten über einer Breite von 40°N auf.

Breite: ——— 40°N
 - - - 50°N
 60°N



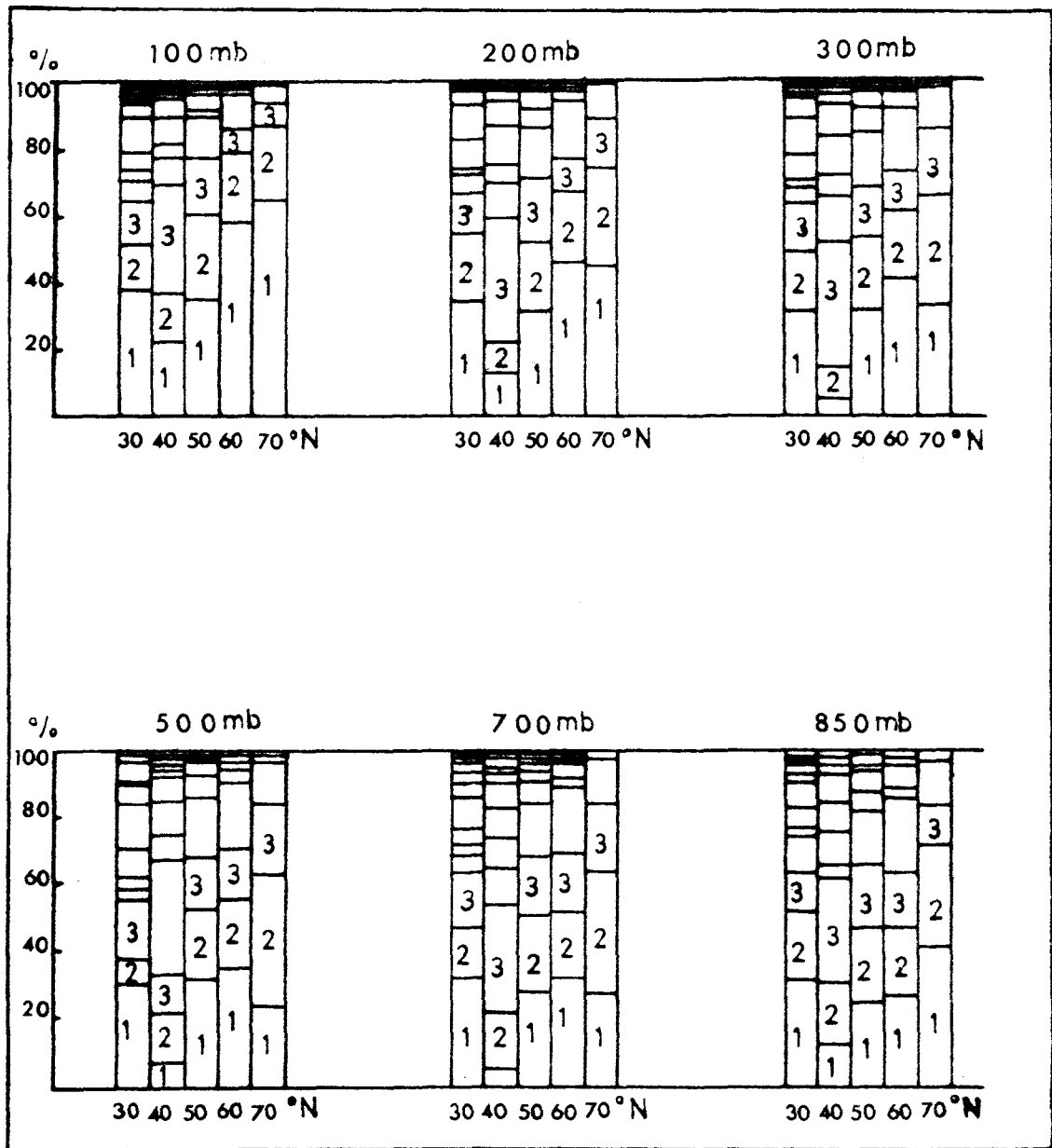
Amplitude der Geopotentialwellen in $[\text{gpm}]$ als Funktion der Wellenzahl n für verschiedene geographische Breiten φ .

Breite: 30°N ———
 55°N - - - - -
 65°N



Amplitude der Geopotentialwellen in [gpm] als Funktion der Wellenzahl n für verschiedene geographische Breiten.

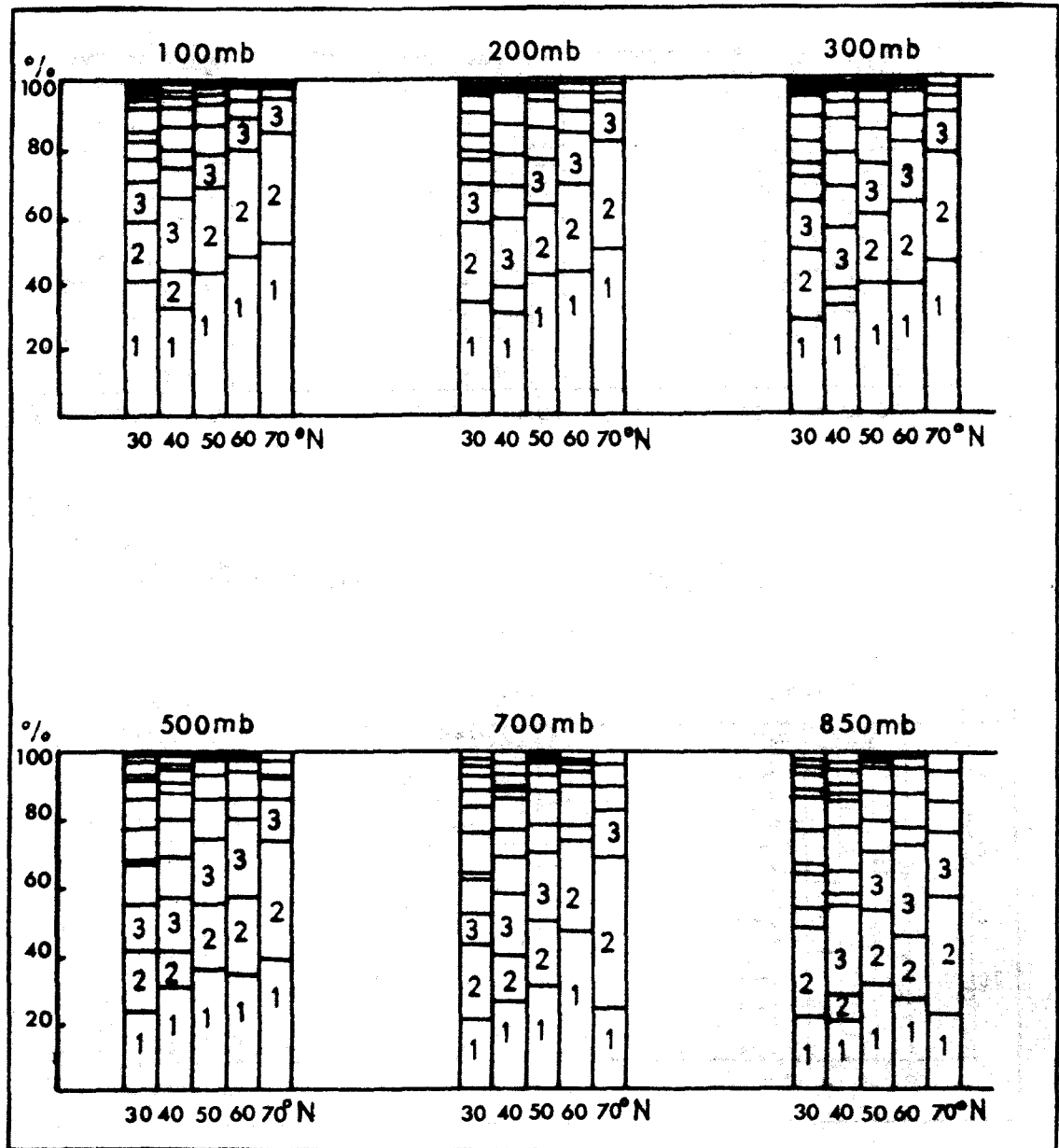
AI RIL



Prozentualer Anteil der Wellenzahlen 1-15 an der Gesamtsumme der Amplituden für die Geopotentialwellen.

Abb. 3.19

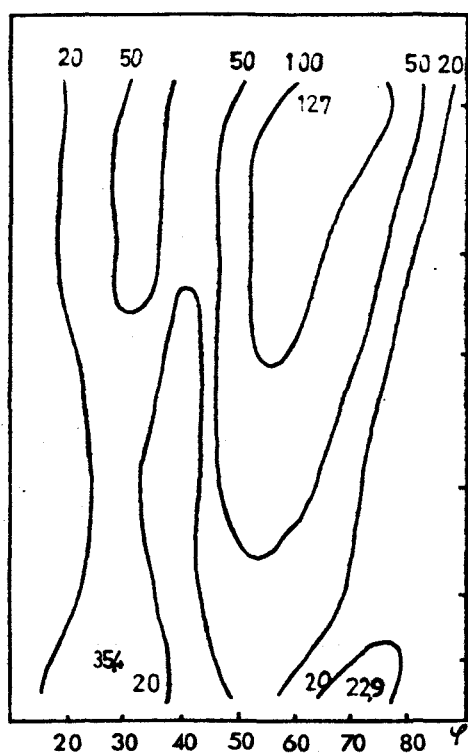
OKTOBER



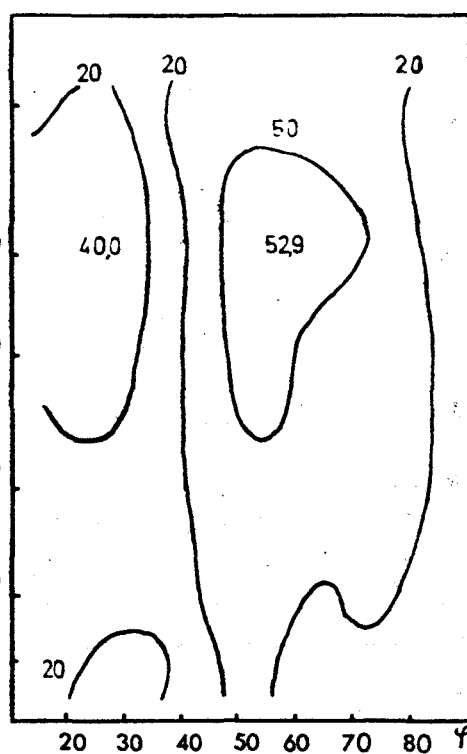
Prozentualer Anteil der Wellenzahlen 1-15 an der Gesamtsumme der Amplituden für die Geopotentialwellen.

Abb. 3.20

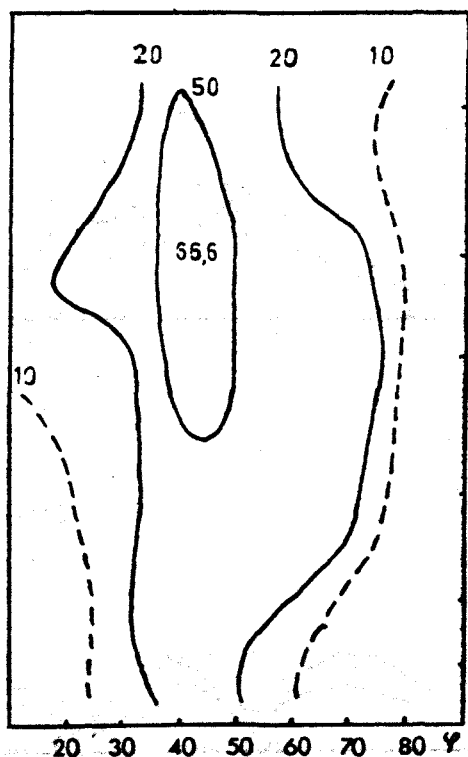
Wellenzahl 1



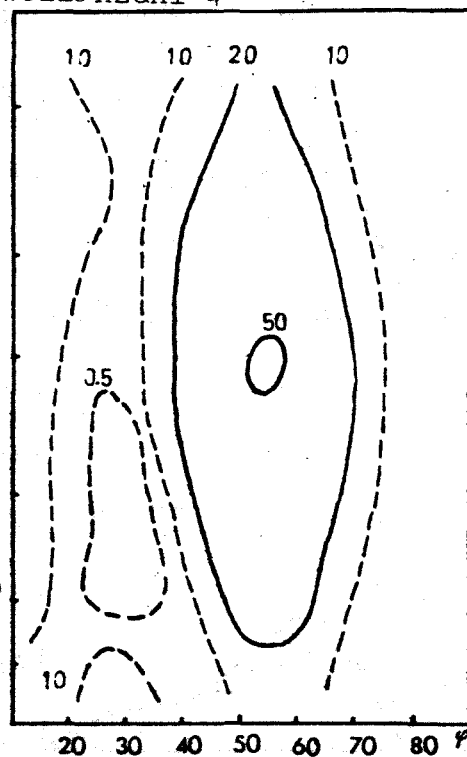
Wellenzahl 2



Wellenzahl 3



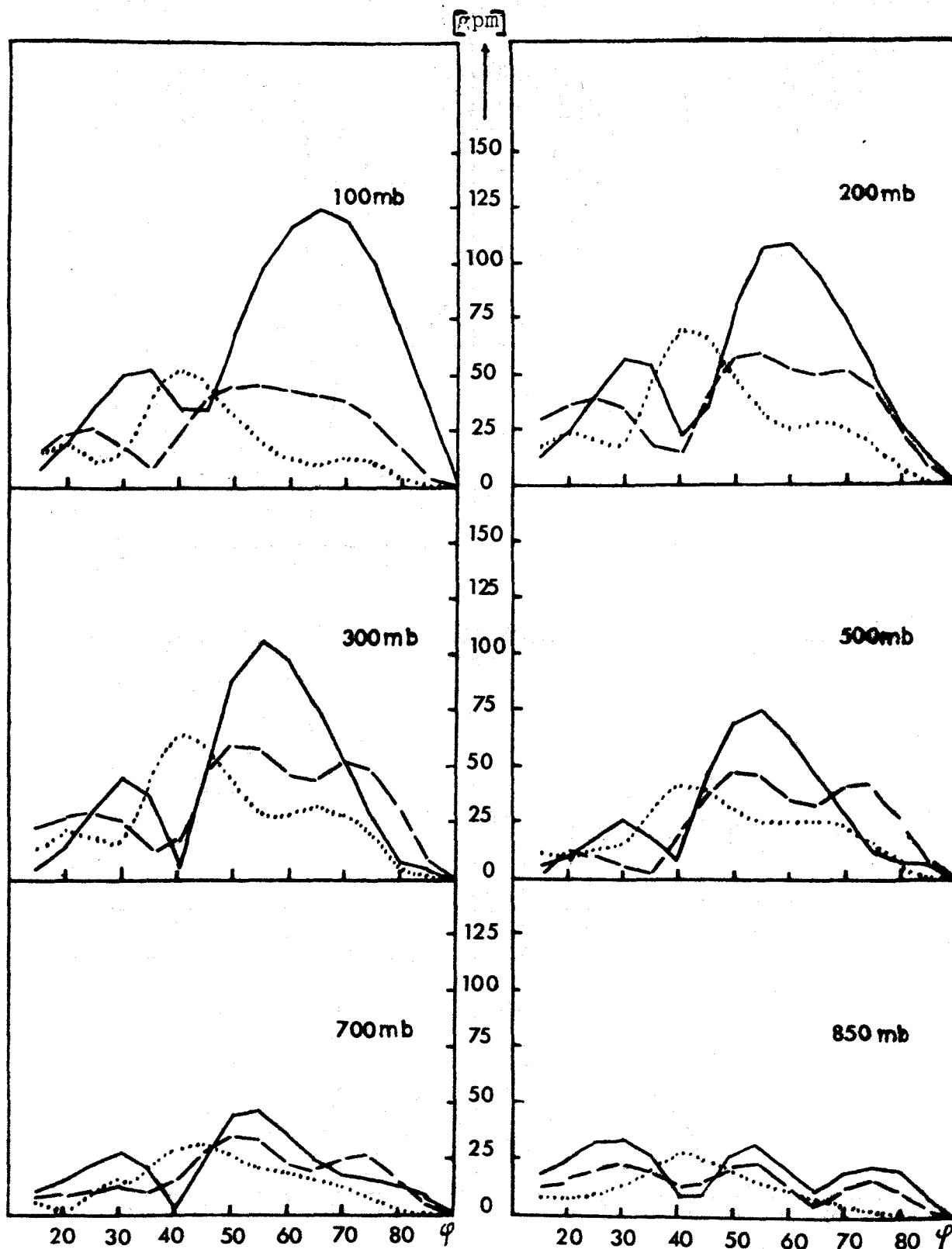
Wellenzahl 4



Amplitude der Geopotentialwellen für die Wellenzahlen 1-4
in [rpm].

Abb. 3.21

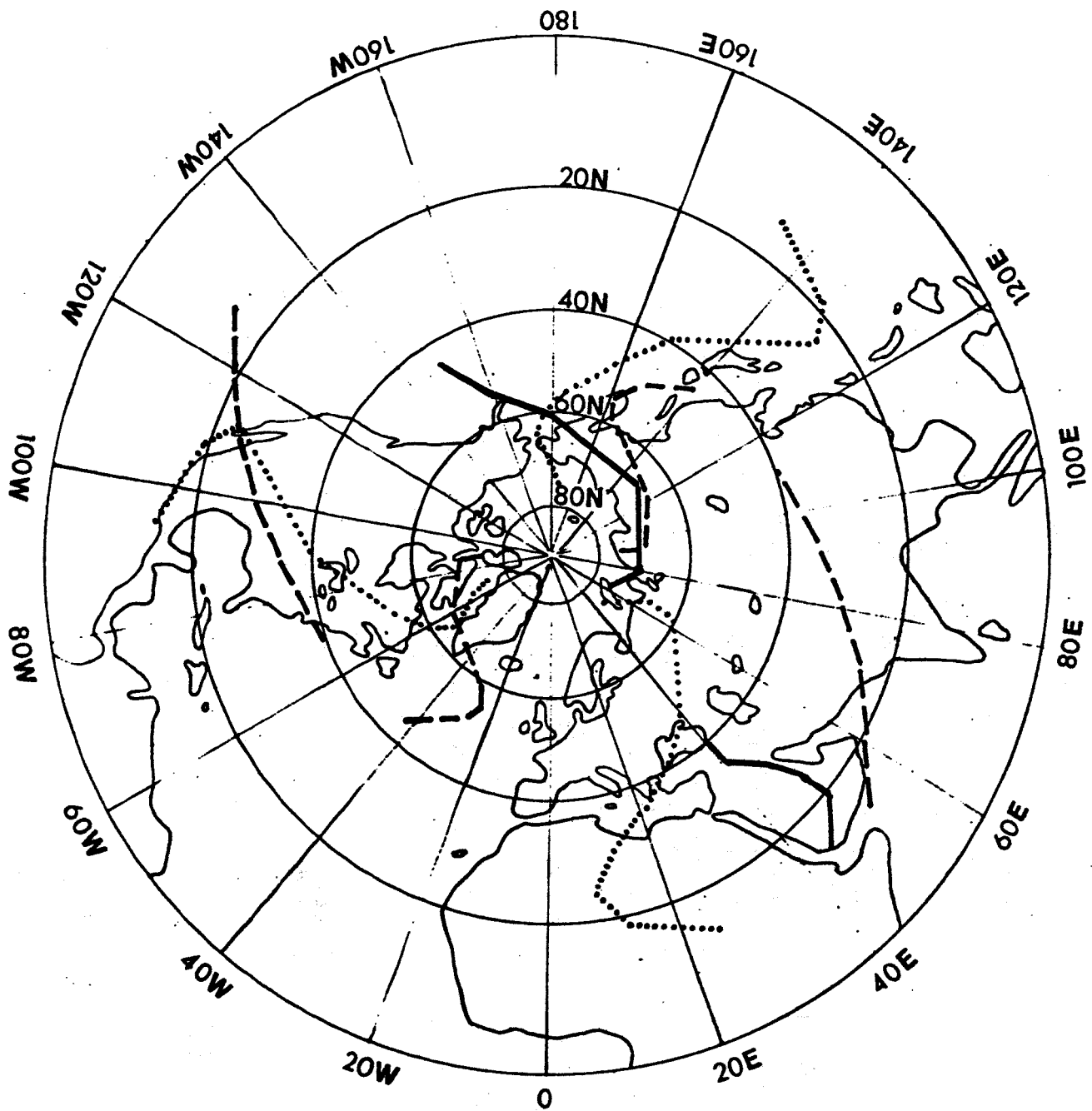
Wellenzahl: 1 ———
 2 - - -
 3 ·····



Amplitude der Geopotentialwellen in [gpm] als Funktion der Breite φ für die Wellenzahlen 1-3 .

Al RIL-Mittel 1967-1976

Druckniveau: 850 mb



Trogachsenlage der Geopotentialwellen für die Wellenzahlen 1-3

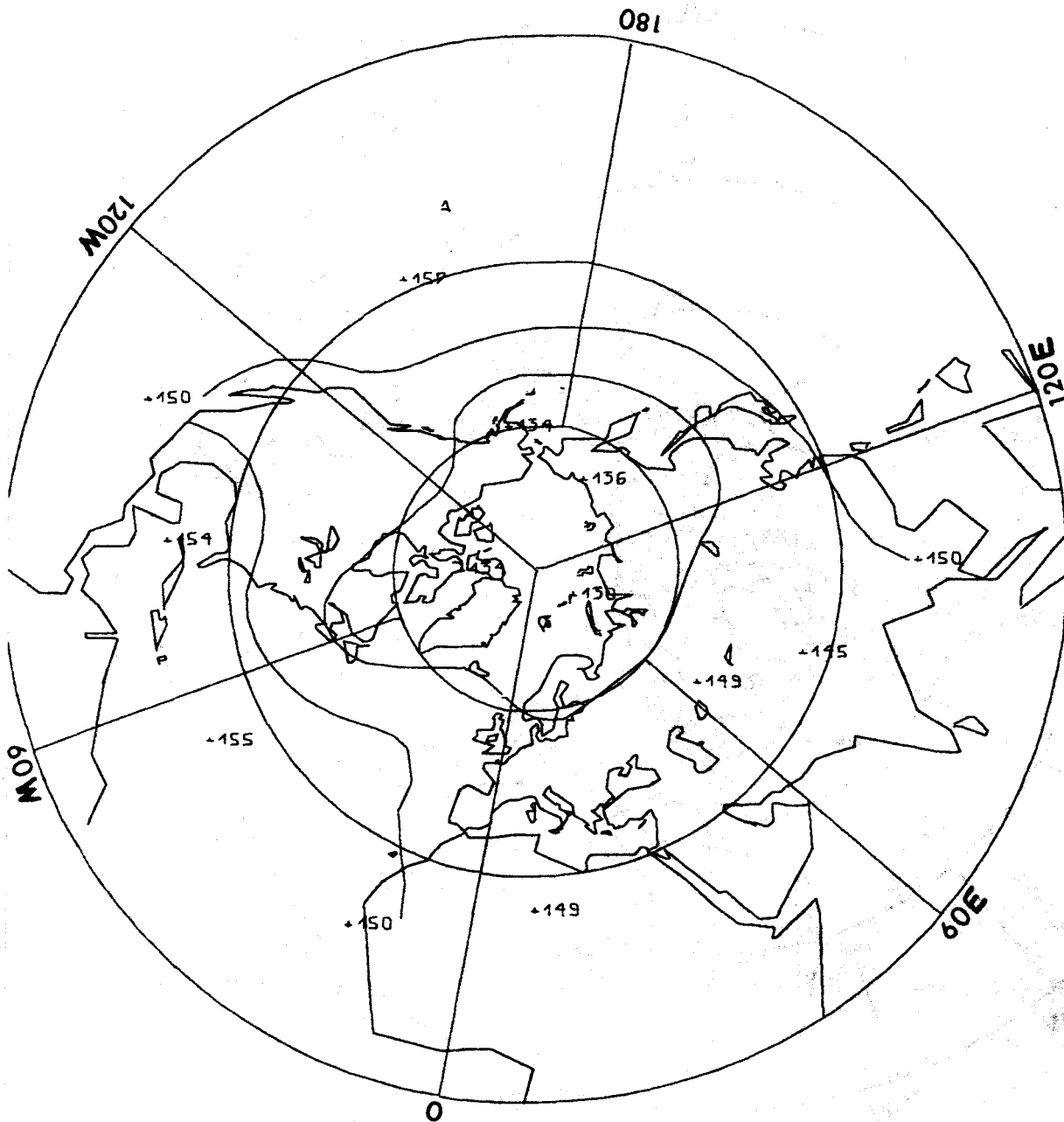
Wellenzahl: 1 —————

2 - - - - -

3

Abb. 3.23

APRIL-Mittel 1967-1976



Geopotentialfeld

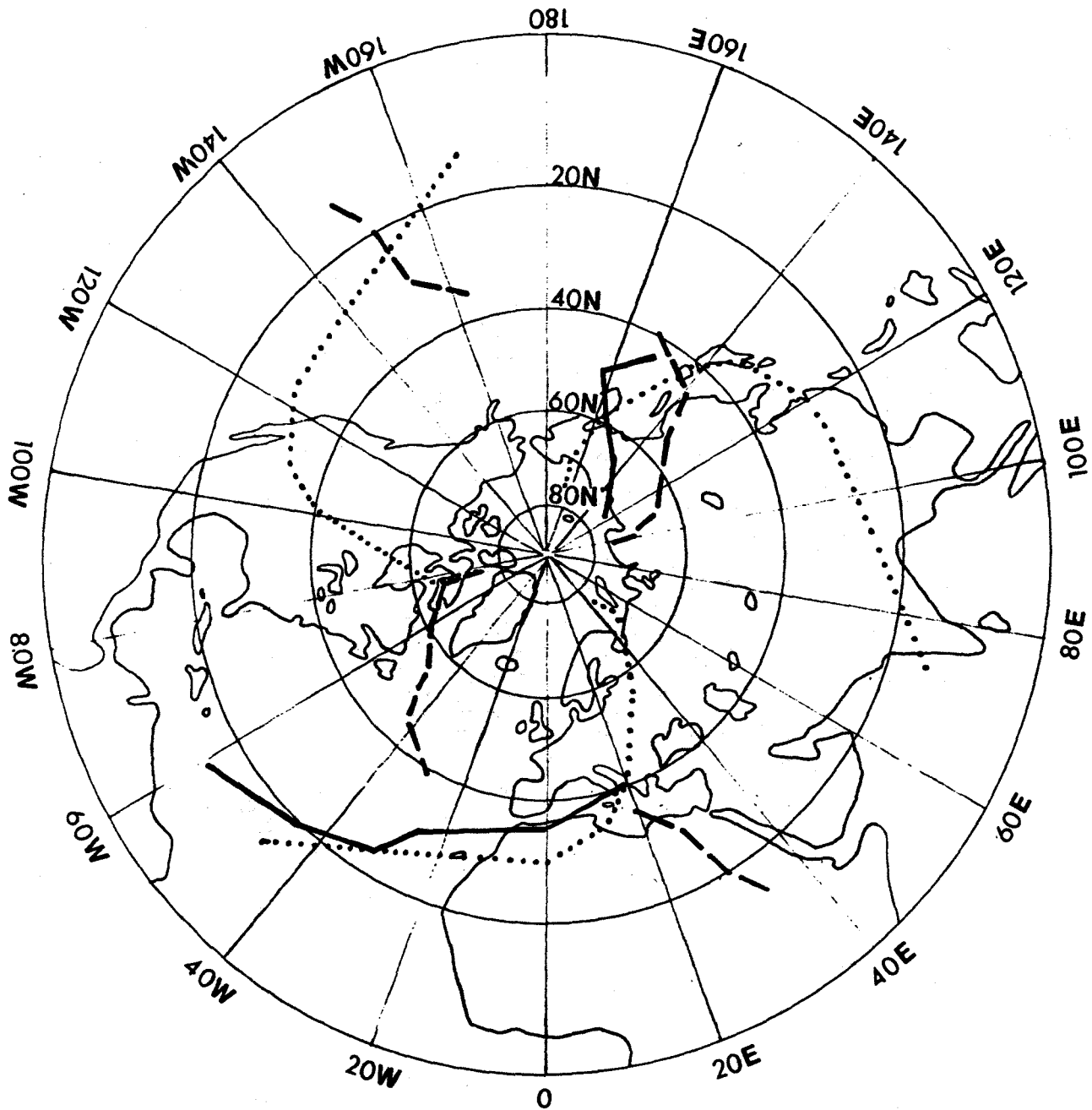
hypsensabstand : 10 gpm

Druckniveau : 850 mb

Abb. 3.24

APRIL-Mittel 1967-1976

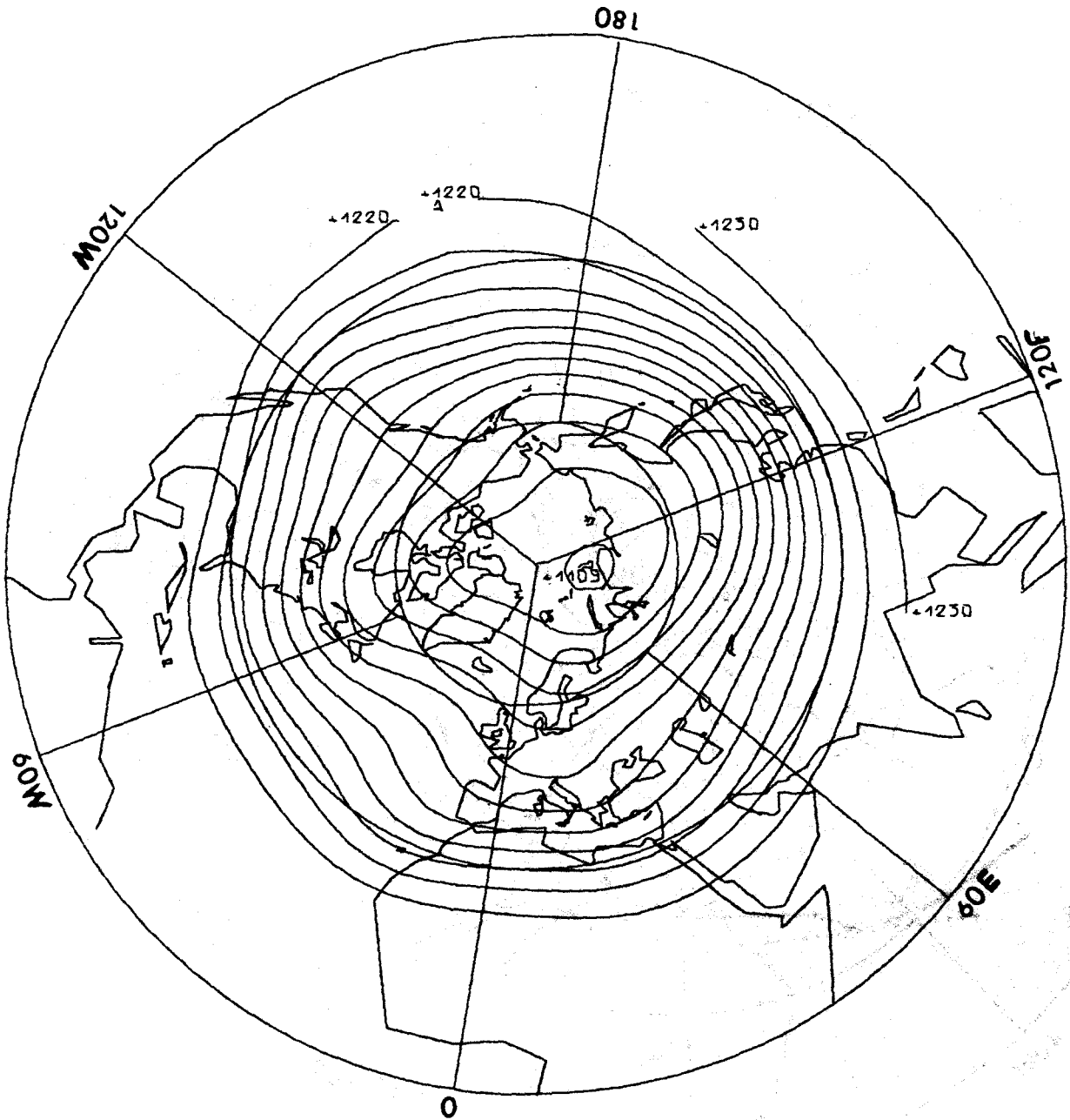
Druckniveau: 200 mb



Trogachsenlage der Geopotentialwellen für die Wellenzahlen 1-3

Wellenzahl: 1 —————
2 - - - - -
3

APRIL-Mittel 1967-1976



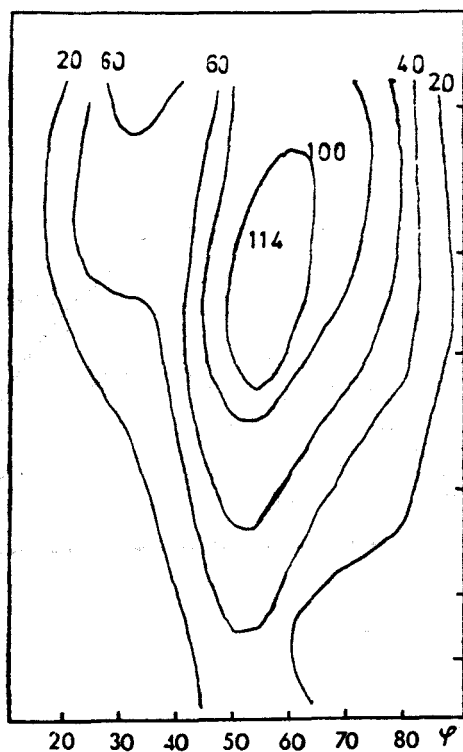
Geopotentialfeld

Isohysenabstand : 10 gpdm

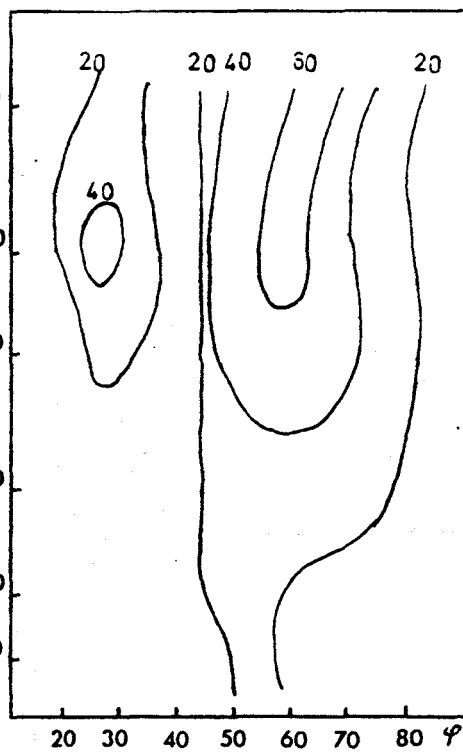
Druckniveau : 200 mb

Abb. 3.26

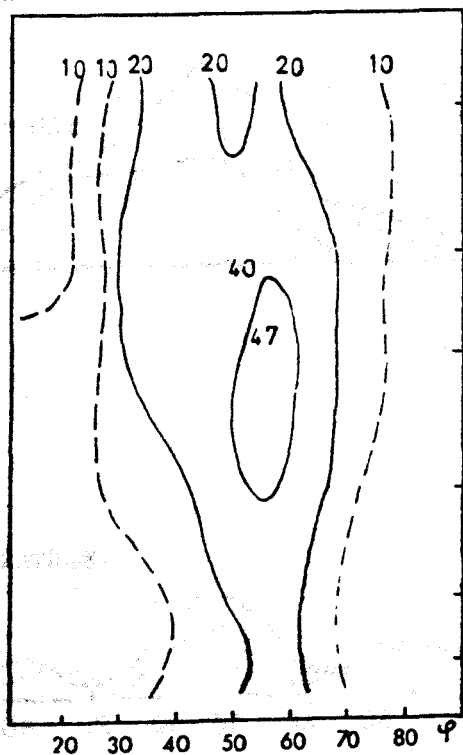
Wellenzahl 1



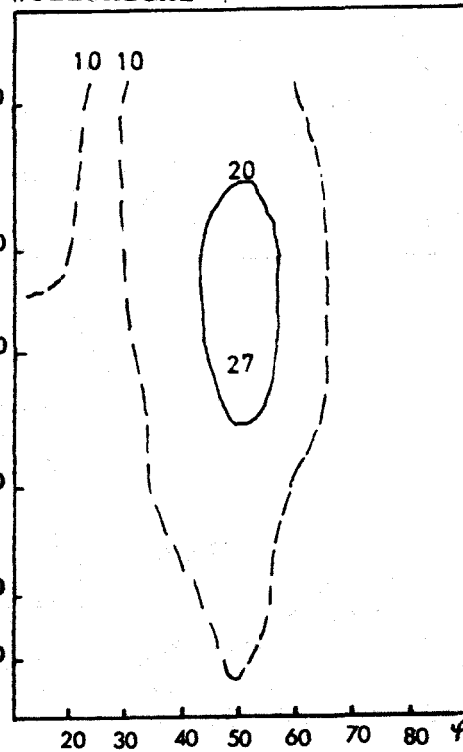
Wellenzahl 2



Wellenzahl 3



Wellenzahl 4



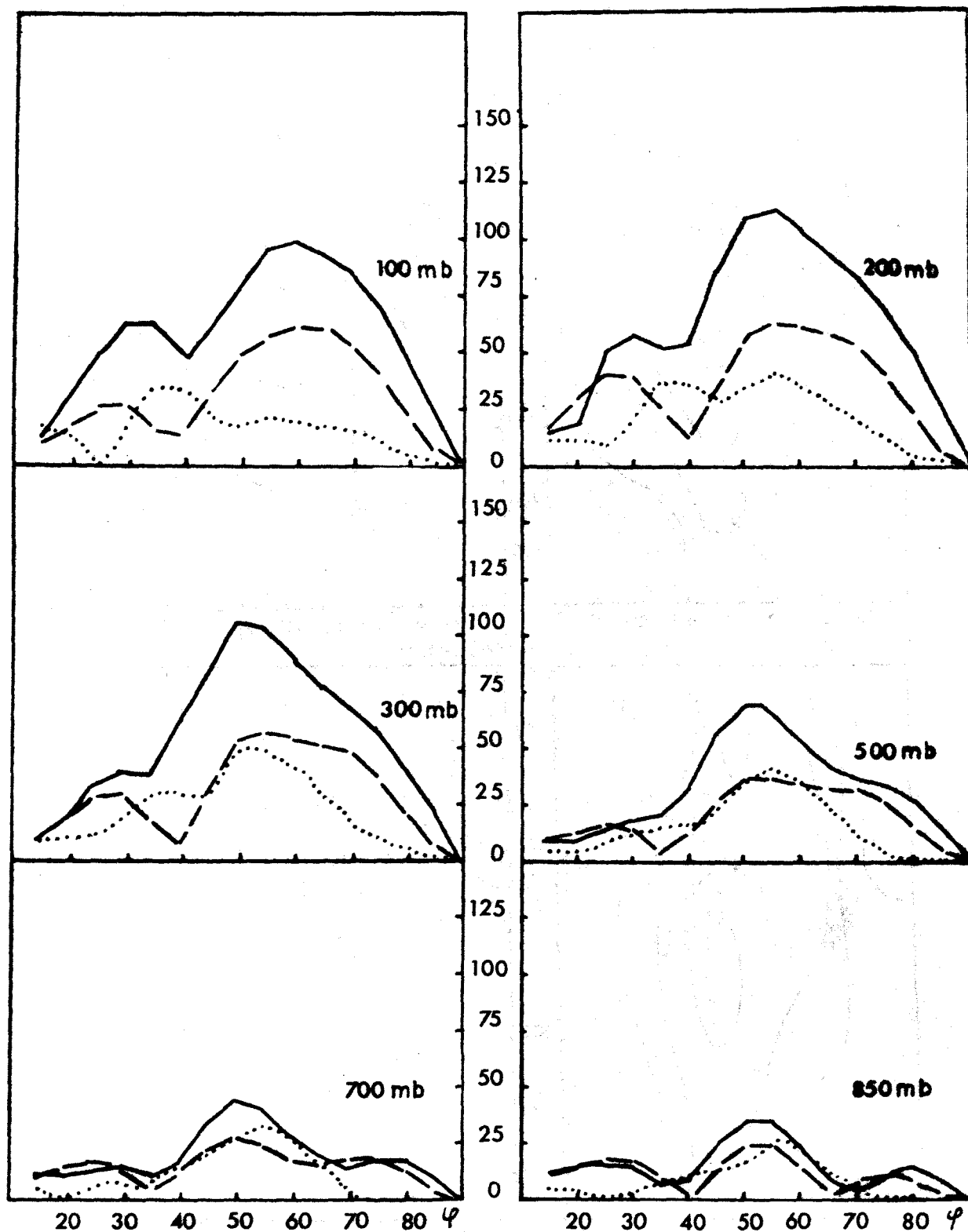
Amplitude der Geopotentialwellen für die Wellenzahlen 1-4
in $[\sigma_{pm}]$.

Abb. 3.27

OKTOBER

- 50 -

[gpm]

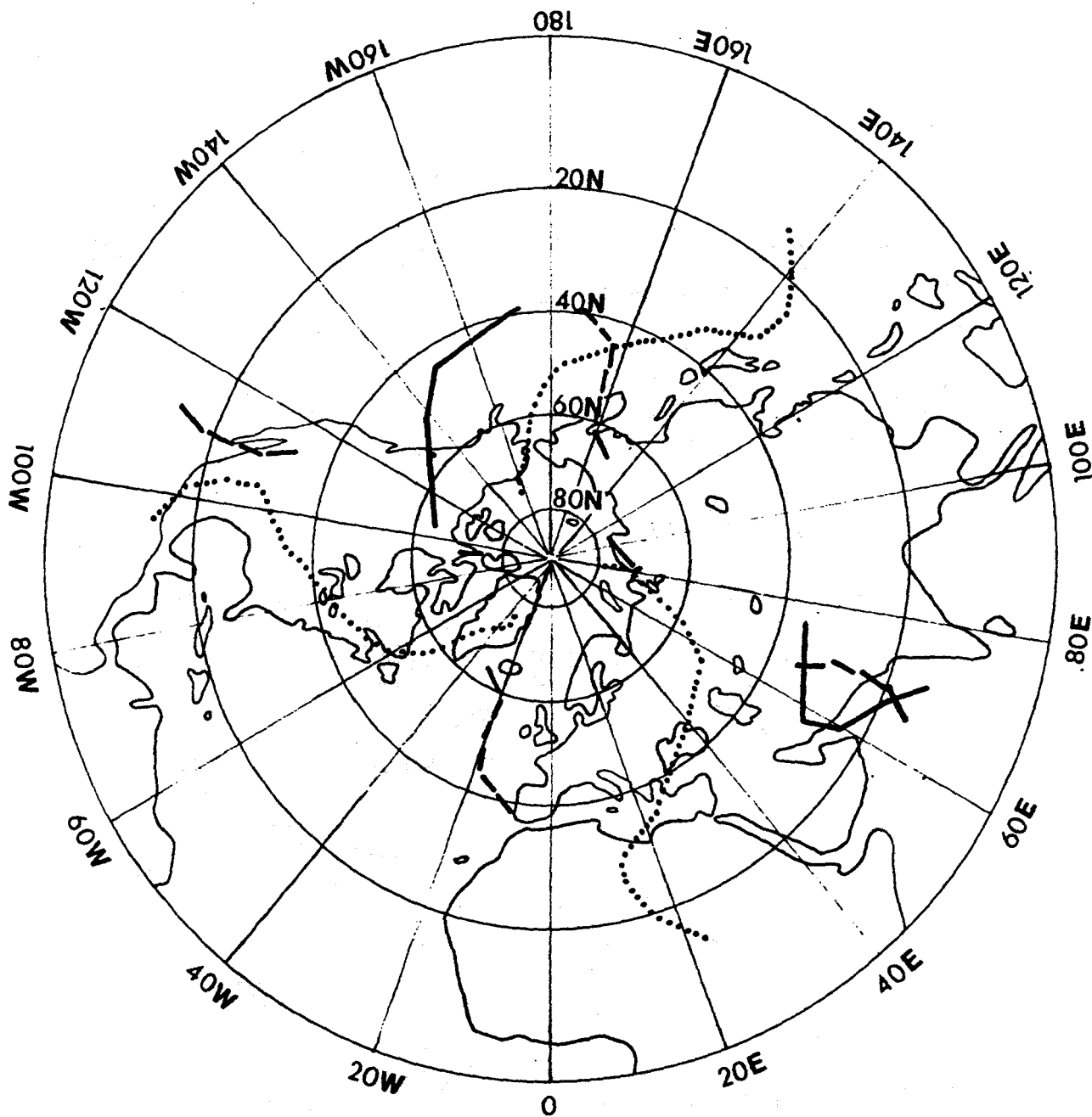


Amplitude der Geopotentialwellen in [gpm] als Funktion der geographischen Breite für die Wellenzahlen 1 - 3 .

Wellenzahl : 1 ———
 2 - - - - -
 3

OKTOBER-Mittel 1967-1976

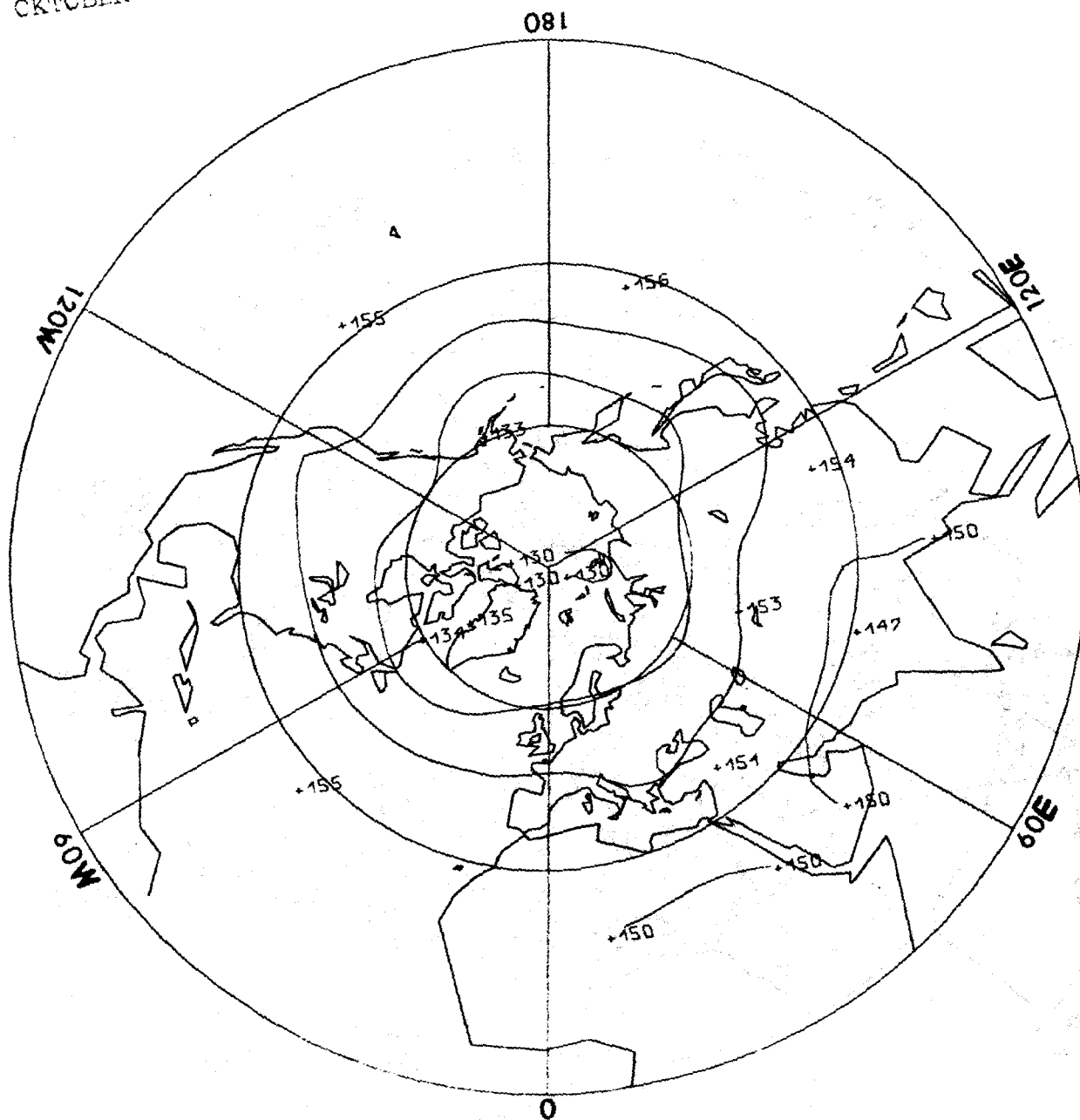
Druckniveau: 850 mb



Trogachsenlage der Geopotentialwellen für die Wellenzahlen 1-3

Wellenzahl: 1 —————
2 - - - - -
3

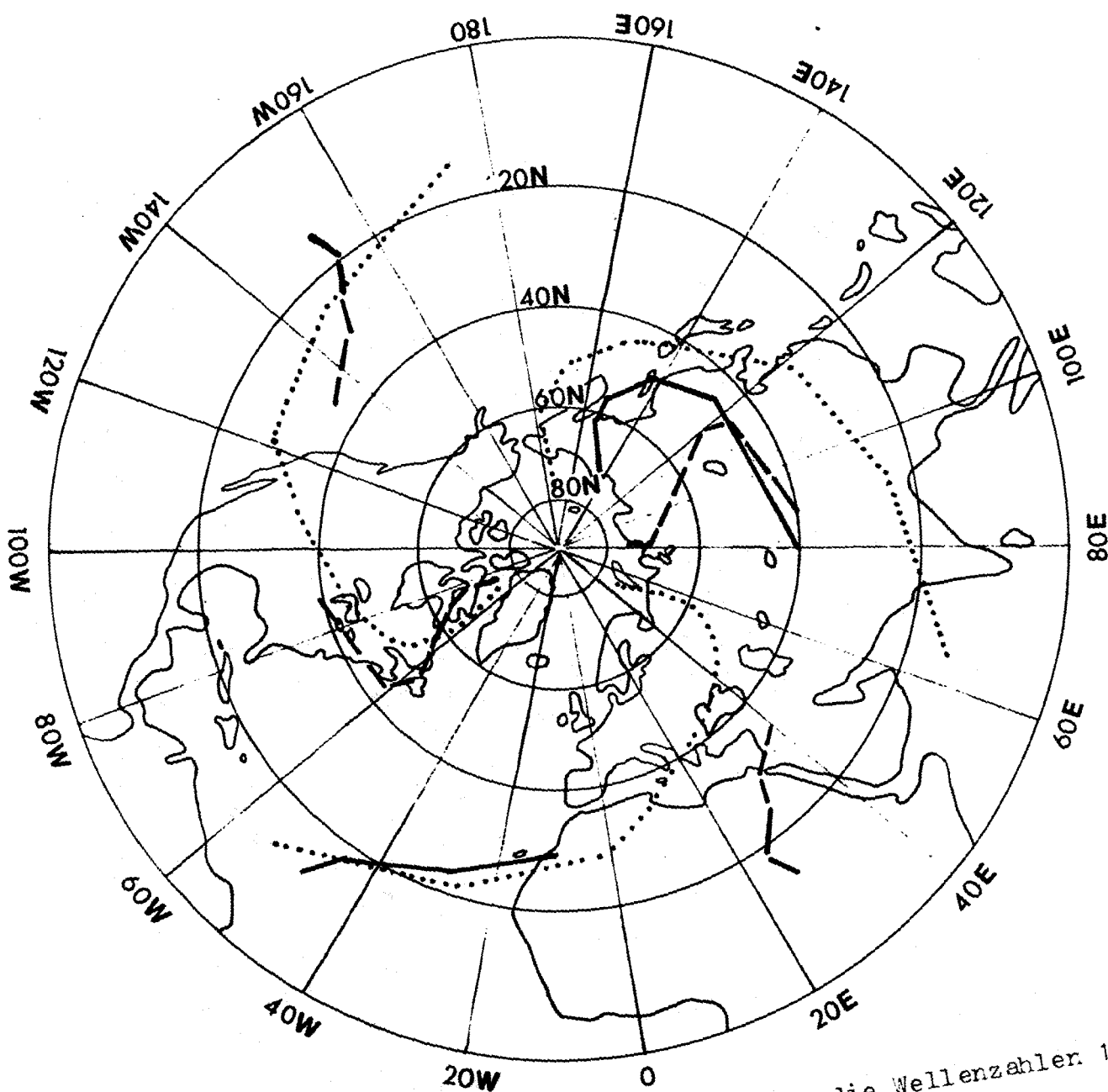
OKTOBER-Mittel 1967-1976



Geopotentialfeld
 Isohypsenabstand : 10 gpm
 Druckniveau : 850 mb

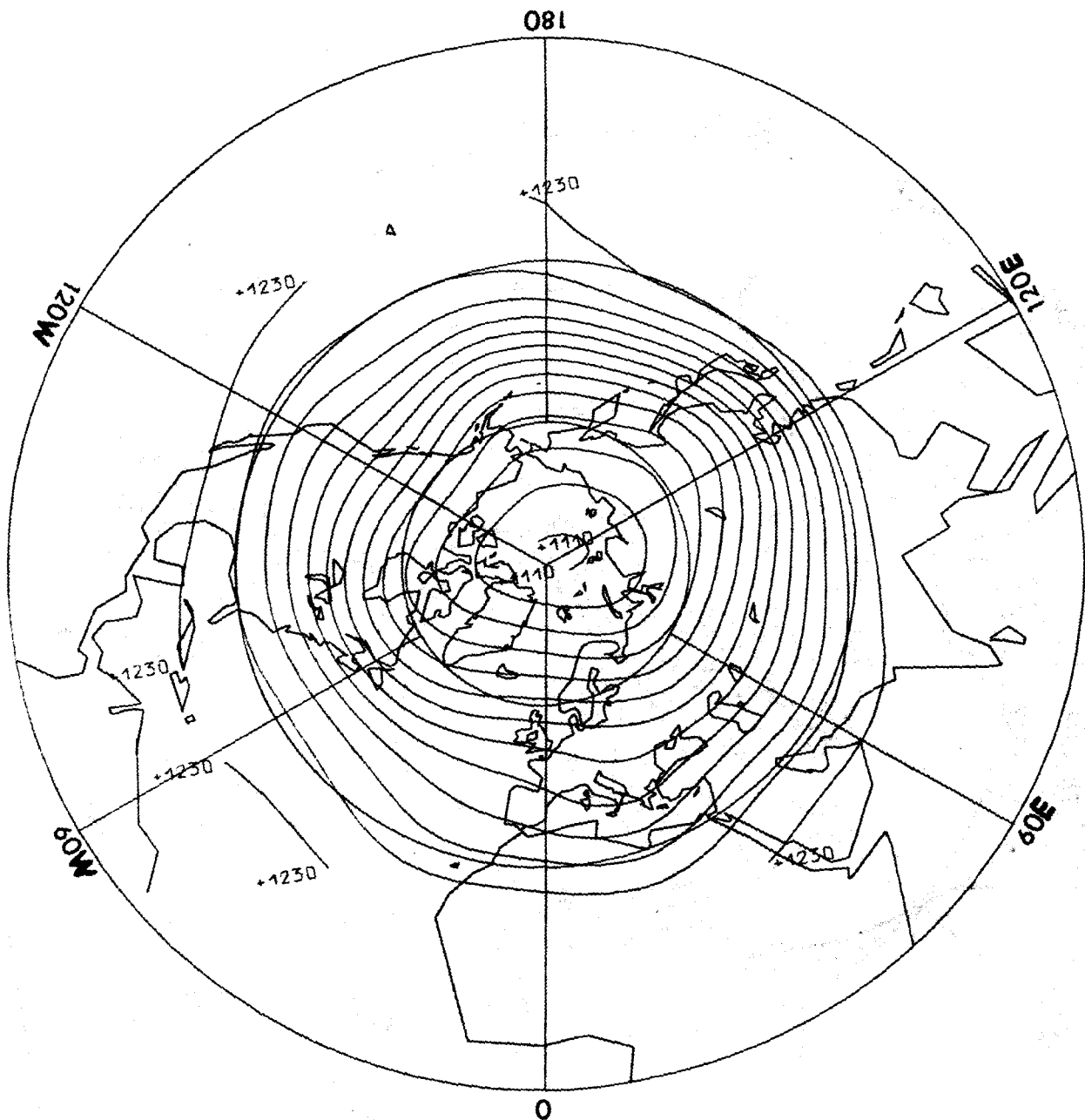
Abb. 3.30

OKTOBER-Mittel 1967-1976
Druckniveau: 200 mb



Trogachsenlage der Geopotentialwellen für die Wellenzahlen 1-3
Wellenzahl: 1 ———
2 - - - - -
3
Abb. 3.31

OKTOBER-Mittel 1967-1976



Geopotentialfeld
Isohypsenabstand : 10 gpm
Druckniveau : 200 mb

Abb. 3.32

3.4. VERTIKALE ACHSENNEIGUNGEN DER GEOPOTENTIAL- UND TEMPERATURWELLEN

Phasenverschiebungen zwischen Temperatur- und Geopotentialwellen

Nachdem das Phasenverhalten der Temperatur- und Geopotentialwellen für jedes Druckniveau in der Nordhemisphäre untersucht wurde, erscheint es wichtig, auch die vertikalen Achsenneigungen dieser Wellen zu untersuchen, um so eine Information über die vertikale Änderung der Lage der Trogachsen zu erhalten. Von großer Bedeutung für die Richtung und die Größe des Transportes von sensibler Wärmeenergie ist die Lage der Wellen beider Größen (Temperatur und Geopotential) relativ zueinander. Es werden im folgenden die vertikalen Achsenneigungen der Temperatur- und Geopotentialwellen sowie die Phasenverschiebung zwischen beiden behandelt. Dies erfolgt jeweils für die ersten drei Wellenzahlen.

Die Achsenneigungen und Phasenverschiebungen werden für jedes Druckniveau in Abhängigkeit der geographischen Breite bildlich dargestellt, wobei die Phasendifferenzen auf die jeweilige Wellenlänge genormt sind. Positive Werte geben an, daß die Geopotentialwelle östlich von der Temperaturwelle liegt, bzw. daß die Trogachse sich mit zunehmender Höhe nach Westen neigt. In der Darstellung, welche die Phasenverschiebungen zwischen Temperatur- und Geopotentialwelle erkennen läßt, wird durch alle Werte zwischen 0 und $+L/2$ ein positiver Transport von sensibler Energie angezeigt; kein Transport findet statt, wenn die Phasenverschiebung den Wert 0 oder $+L/2$ annimmt.

In Abb. 3.33 ist die vertikale Achsenneigung der Geopotentialwellen im April dargestellt.

Die vertikalen Achsenneigungen zeigen für alle drei betrachteten Wellenzahlen einen recht ausgeglichenen Verlauf, der durch geringe Schwankungen um Null charakterisiert ist. Die größten Phasenunterschiede ergeben sich für die erste Wellenzahl, hingegen für die Wellenzahl 3 die kleinsten. Unstetigkeiten treten im vertikalen Verlauf der Trogachsen jeweils

in einer Breite von 35°N auf; dies ist in allen Niveaus, mit Ausnahme des Höhenintervalls zwischen 300-200 mb, festzustellen.

Die vertikale Neigung für die erste Wellen ist zumeist im Bereich der niederen Breiten - bis 35°N und höheren Breiten, von 65°N bis zum Pol - negativ und ist lediglich über den gemäßigten Breiten positiv. Die Verlagerungen überschreiten jedoch in beiden Fällen nicht den Wert von $+L/4$ und liegen in der Regel bei $+L/8$. Die Gesamtneigung der Geopotentialwellen zwischen dem 850 mb- und 100 mb-Niveau ist in der Abb. 3.33 im unteren rechten Bild dargestellt. Hier zeigen sich zumeist positive Neigungen der Trogachsen. Ausnahmen bilden die Wellenzahlen 1 und 2, welche nördlich von 65°N negative Werte annehmen. Dasselbe gilt für Wellenzahl 2 bei 35°N .

Während die Schwankungen im Verlauf der vertikalen Achsenneigungen der Geopotentialwellen als geringfügig anzusehen sind, so zeigt sich für die Temperaturwellen im April ein sehr unruhiger Verlauf (Abb. 3.34).

Zwischen dem 850 mb- und 500 mb-Niveau sind die Verlagerungen noch relativ gering, der Verlauf im allgemeinen stetig. Südlich von 40°N ergeben sich für alle drei Wellenzahlen negative Werte, nördlich davon eine schwache positive Achsenneigung. Hier zeigt sich der Einfluß der Struktur der Erdoberfläche auf die Temperaturverteilung.

In den höheren Niveaus zeigen sich starke Unstetigkeiten entlang der Trogachsen, also ein relativ ungeordneter Verlauf derselben. Der Trog für die erste Wellenzahl verschiebt sich nach Westen und die Achsenneigung nimmt fast ausschließlich positive Werte an. Dies gilt gleichermaßen für die dritte Wellenzahl. Wellenzahl 2, durch starke Unstetigkeiten gekennzeichnet, zeigt eine Tendenz zu negativen Werten. Die Trogachsen der Temperaturwellen sind zwischen dem 850 mb- und 100 mb-Niveau (Abb. 3.34 unten rechts) zumeist für alle Wellenzahlen nach Westen geneigt, wobei die Verlagerung für die 1. und 3. Wellenzahl in den gemäßigten Breiten bis zu einer halben Wellenlänge beträgt. Schwächere Neigungen zeigen sich

südlich von 50°N für alle drei Wellenzahlen.

Die Phasendifferenzen zwischen Geopotential- und Temperaturwellen wird in der Abb. 3.35 dargestellt und erinnert an die Darstellung der Gesamtneigung der Geopotentialwellen (Abb. 3.33 unten rechts). Dies zeigt, daß sich die Tröge im Geopotentialfeld mit zunehmender Höhe über diejenigen am Boden lagern. Besonders deutlich wurde dies schon von A. OSTHAUS für den Sommermonat Juli festgestellt.

In den unteren Niveaus (850 mb, 700 mb) nehmen die Differenzen zumeist negative Werte an, die bis zu einer halben Wellenlänge ausmachen. Dies bedeutet, daß die Temperaturwelle östlich der Geopotentialwelle liegt und einen zum Äquator gerichteten Transport von sensibler Wärmeenergie verursacht, der besonders ausgeprägt in den niederen Breiten, schwächer in polaren Gebieten vonstatten geht.

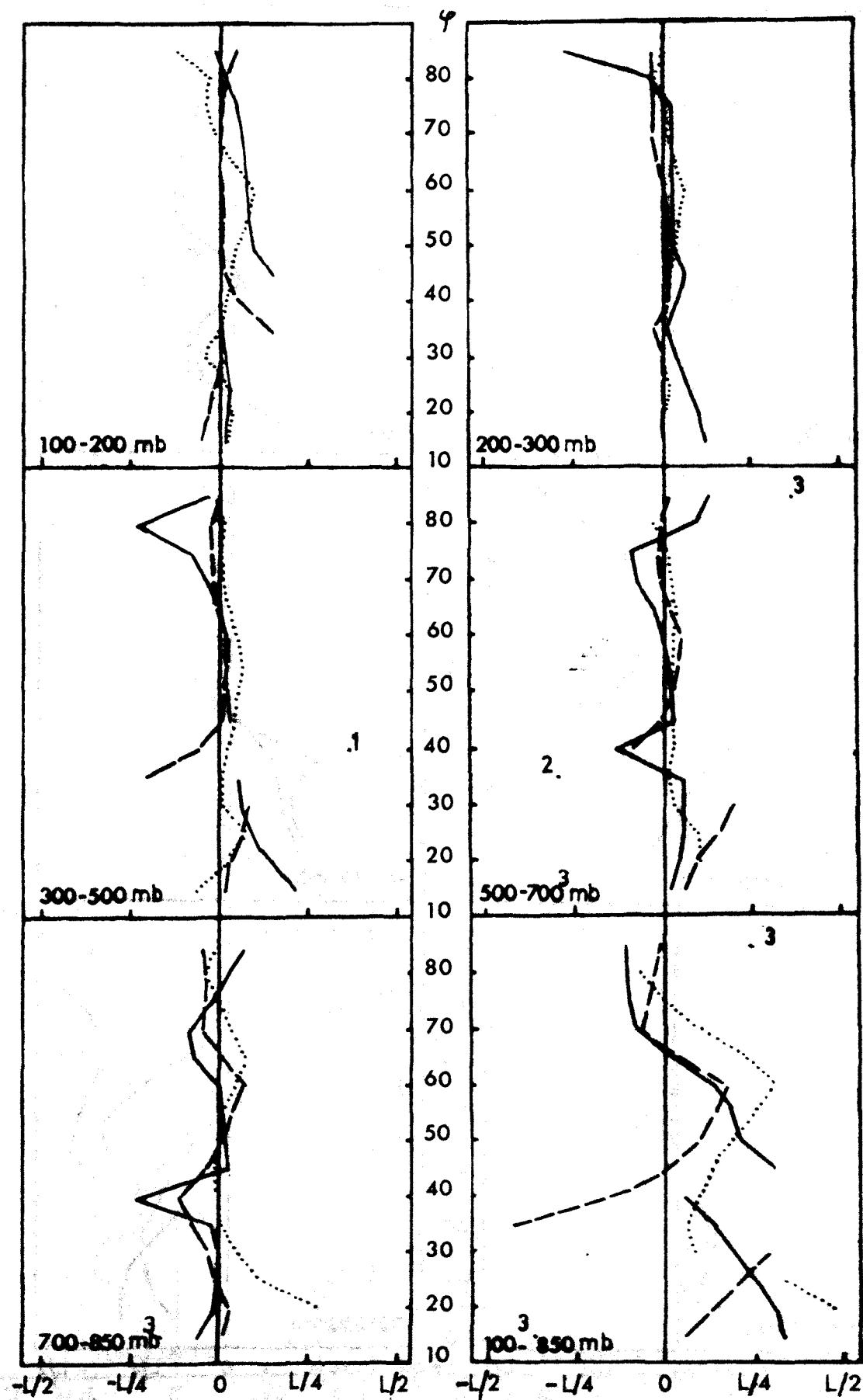
Mit zunehmender Höhe ändert sich zwar das unstetige Bild nicht, es stellen sich aber nun überwiegend positive Werte für die Phasendifferenzen ein. Dies gilt insbesondere für die ersten zwei Wellenzahlen und zeigt sich sehr deutlich im 200 mb- und 100 mb-Niveau. Hier werden, wie später die Diskussion der Transporte zeigt, die größten positiven Flüsse von sensibler Energie getätigt. Zu erklären ist dieses Verhalten mit der starken Neigung der Temperaturwellen nach Westen, auf die schon bei der Beschreibung der Abb. 3.34 aufmerksam gemacht wurde.

Die vertikale Achsenneigung für Geopotentialwellen im Oktober (Abb. 3.36) zeigen zunächst im allgemeinen einen positiven Verlauf, dessen Schwankungsbreite in den Niveaus oberhalb von 700 mb immer stark unterhalb der $L/4$ -Schranke liegt. Eine Ausnahme bildet das Höhenintervall zwischen 850 mb und 700 mb, wo nur in den gemäßigten Breiten positive Neigungen auftreten. Für Wellenzahl 3 ergibt sich eine ausschließlich westliche Neigung. In niederen und polaren Breiten zeigen sich lediglich schwach negative Werte.

Die Gesamtneigung (Abb. 3.36 unten rechts) ist kaum geändert gegenüber den Verhältnissen im 850 mb-Niveau. Dies ist durch

die sehr geringen Achsenneigungen in den höheren Niveaus zu erklären, die so nur kleine positive bzw. negative Beiträge leisten können und das Bild von 850 mb insofern zu ändern vermögen, als sie die Unstetigkeiten für die Gesamtneigung markanter gestalten. Die vertikalen Achsenneigungen der Temperaturwellen (Abb. 3.37) sind im Oktober überwiegend positiv. Jedoch ergeben sich bis zum 500 mb-Niveau nördlich von 40°N nur geringe Werte. Südlich von 40°N treten für Wellenzahl 1 und 2 beträchtliche negative Neigungen auf. Zwischen dem 500 mb- und 100 mb-Niveau verschiebt sich die Neigung in allen Breiten nach Westen, so daß Wellenzahl 1 ausschließlich positive Werte zeigt. Die vertikale Achsenneigung nach Westen steht im Zusammenhang mit der Phasendifferenz zwischen Geopotential- und Temperaturwellen im bodennahen Niveau. Die Gesamtneigung zwischen dem 850 mb- und 100 mb-Niveau (Abb. 3.37 unten rechts) ist so ebenfalls überwiegend positiv und zeigt Verlagerungen bis zu einer halben Wellenlänge an. Eine solche Verlagerung von $+L/2$ bedeutet, daß der Trog der Welle im oberen Niveau über dem Rücken derselben am Boden gelegen ist.

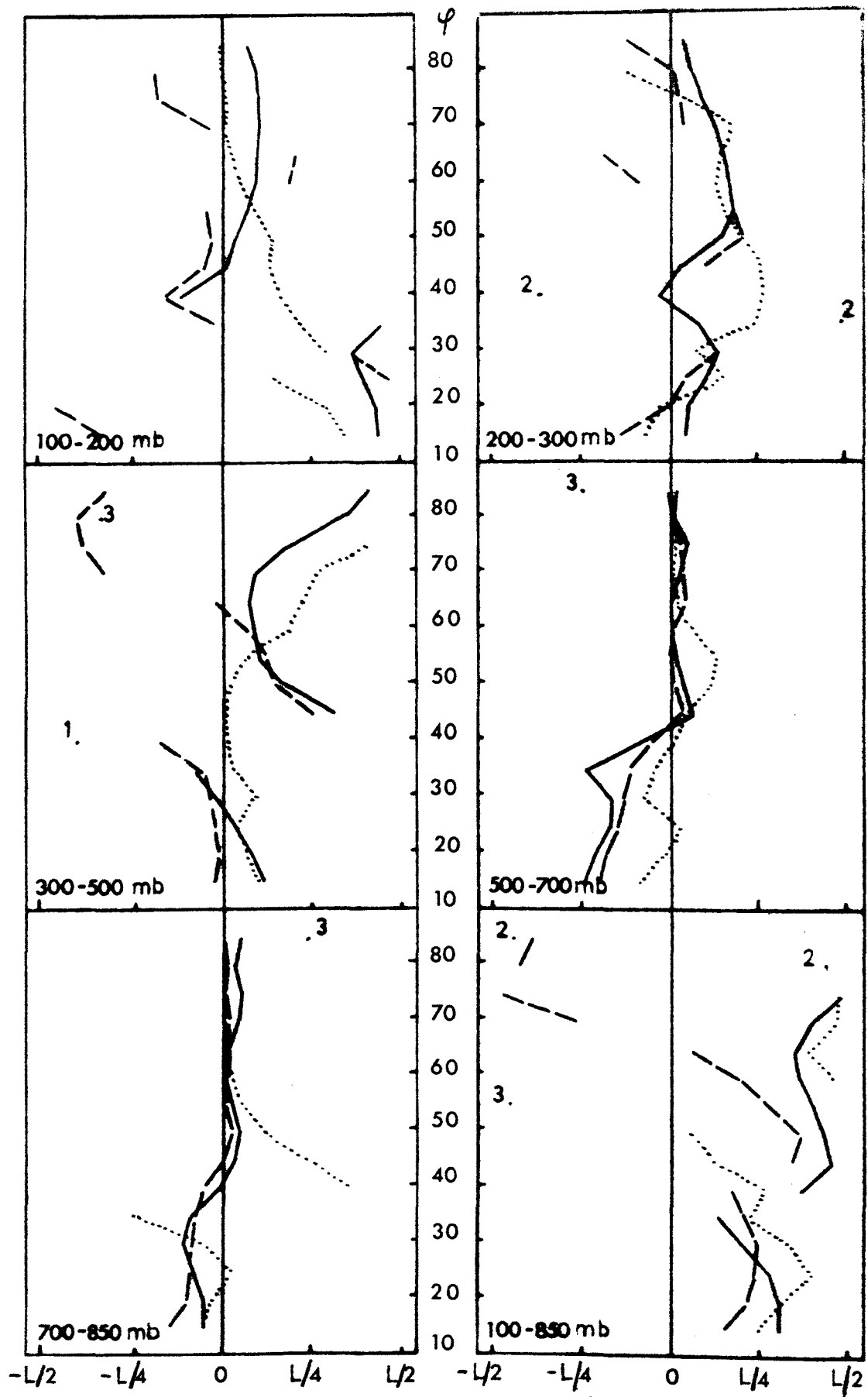
Für Oktober wurde die Phasenverschiebung zwischen Geopotential- und Temperaturwelle in Abb. 3.38 dargestellt. Sie ist durch einen recht ungeordneten Verlauf gekennzeichnet, der besonders auffällig im 850 mb-Niveau und dem 100 mb-Niveau in Erscheinung tritt, wo gehäuft Unstetigkeiten vorhanden sind. In den anderen Niveaus verhalten sich die Differenzen etwas kontinuierlicher und zeigen zumeist südlich von 75°N positive Werte, welche jedoch nicht so starken Schwankungen unterworfen sind, wie diejenigen im 850 mb-, 200 mb- und 100 mb-Niveau. Letztere beschreiben einen östlichen Verlauf der Geopotentialwellen relativ zu den Temperaturwellen und sind auch in diesem Monat auf die starke westliche Verlagerung der Temperaturwellen zurückzuführen.



Vertikale Achsenneigung der Geopotentialwellen für die Wellenzahlen 1-3, genormt auf die jeweilige Wellenlänge L .

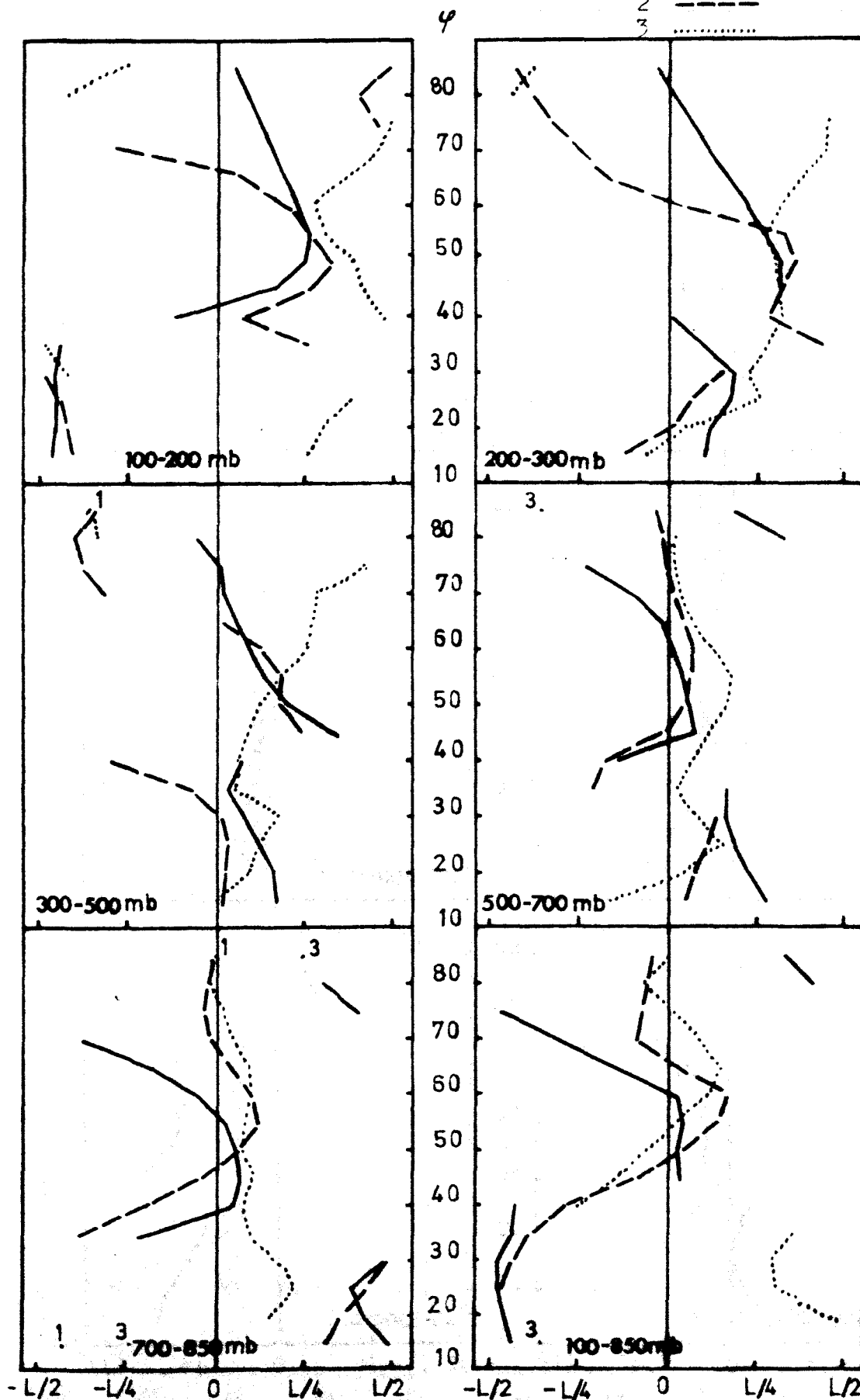
Positive Werte: Welle im oberen Niveau westlich von der im unteren Niveau.

Abb. 3.33

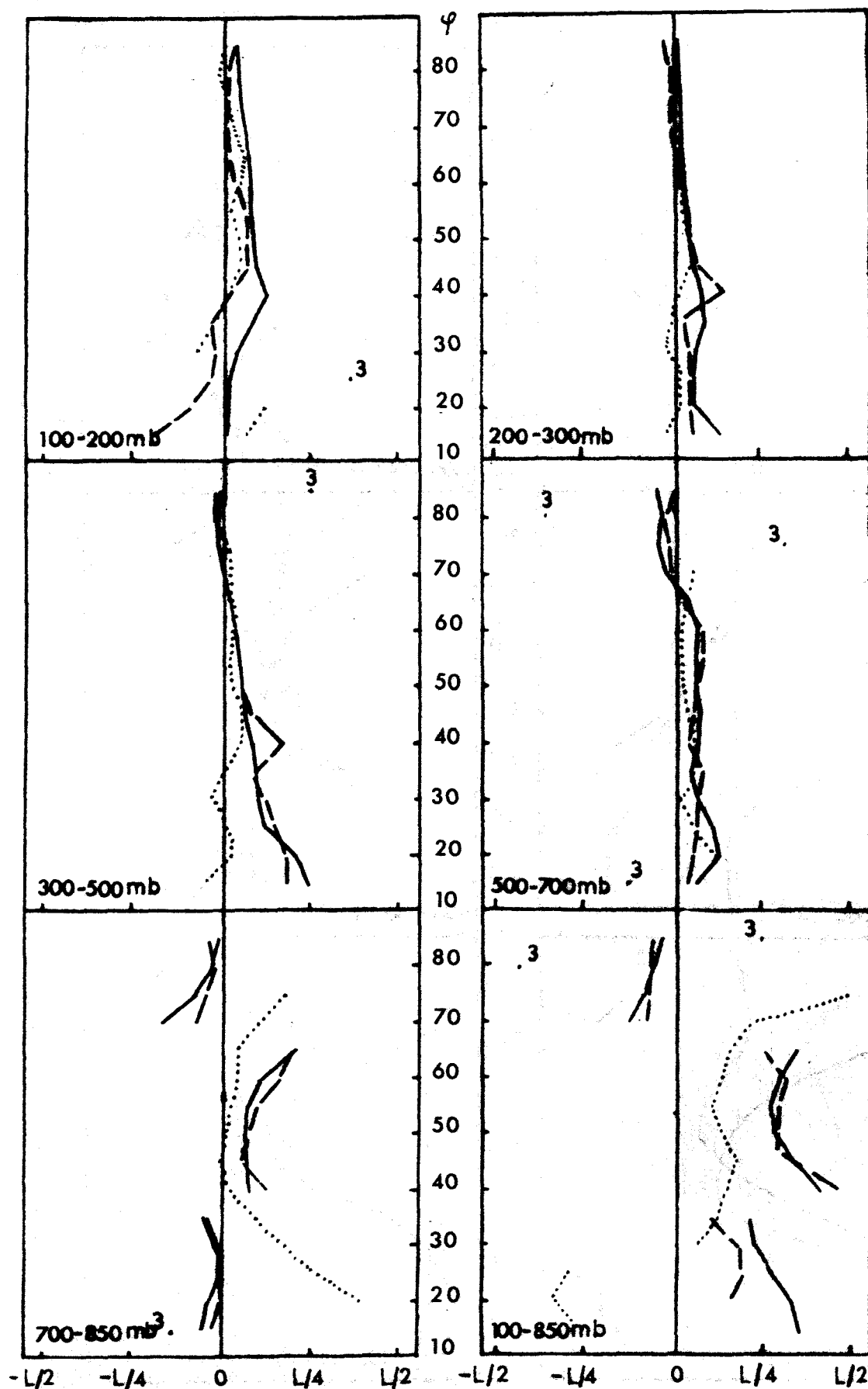


Vertikale Achsenneigung der Temperaturwellen für die Wellenzahlen 1-3, genormt auf die jeweilige Wellenlänge L .

Positive Werte: Welle im oberen Niveau westlich von der im unteren Niveau.

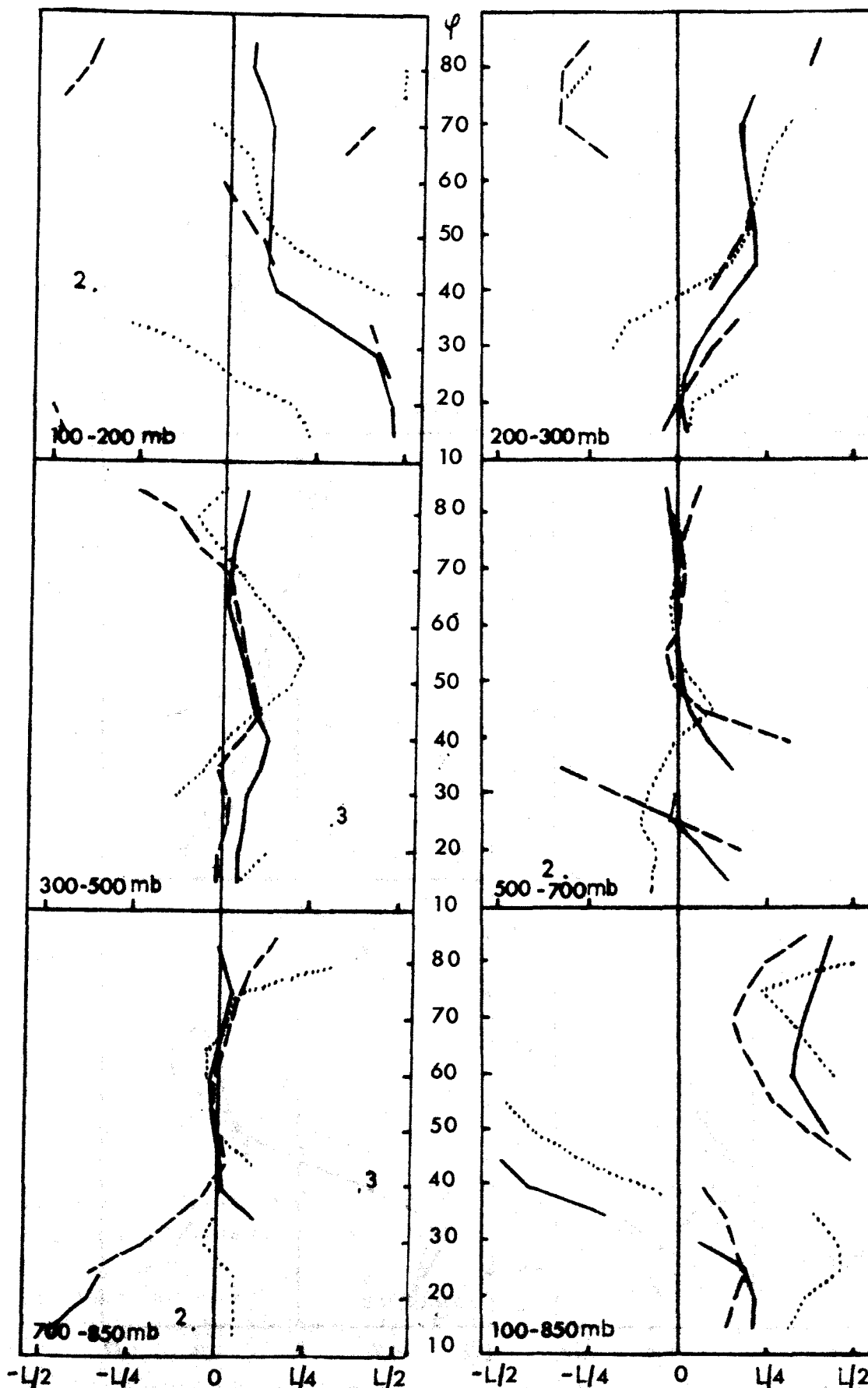


Phasendifferenz zwischen Temperatur- und Geopotentialwellen für die Wellenzahlen 1-3, normiert auf die jeweilige Wellenlänge L . Positive Werte: Geopotentialwelle östlich der Temperaturwelle.

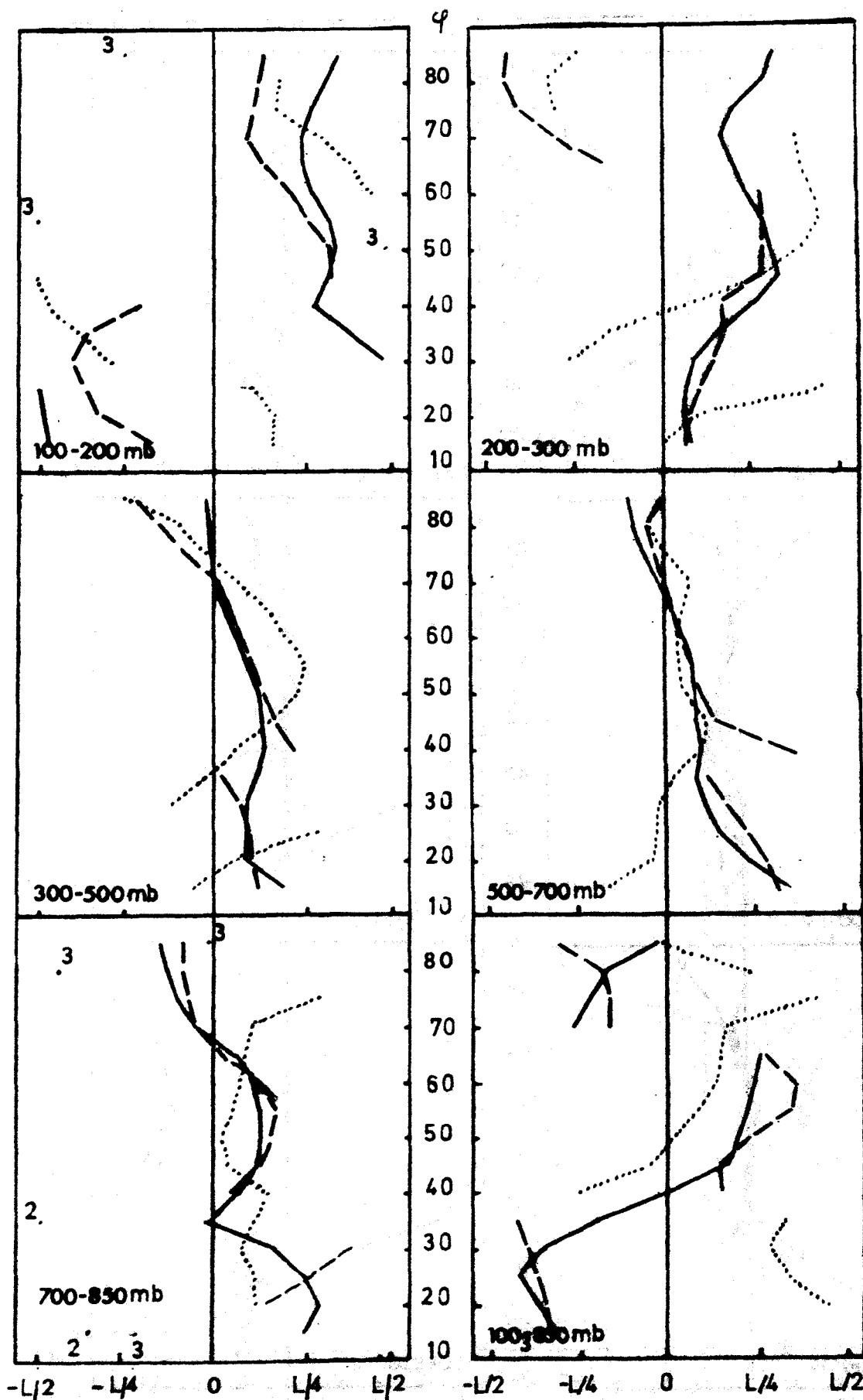


Vertikale Achsenneigung der Geopotentialwellen für die Wellenzahlen 1-3, genormt auf die jeweilige Wellenlänge L .

Positive Werte: Welle im oberen Niveau westlich von der im unteren Niveau.



Vertikale Achsenneigung der Temperaturwellen für die Wellenzahlen 1-3, genormt auf die jeweilige Wellenlänge L .
 Positive Werte: Welle im oberen Niveau westlich von der im unteren Niveau.



Phasendifferenz zwischen Temperatur- und Geopotentialwellen für die Wellenzahlen 1-3, genormt auf die jeweilige Wellenlänge L . Positive Werte: Geopotentialwelle östlich der Temperaturwelle.

4. TRANSPORTE VON SENSIBLER ENERGIE UND DREHIMPULS

4.1. MATHEMATISCHE GRUNDLAGEN

(sensible Energie und Drehimpuls)

Der relative Drehimpulstransport über eine Längeneinheit eines Breitenkreises und zwischen zwei Druckflächen p_1 und p_2 , wobei gilt $p_1 < p_2$, ist durch die folgende Gleichung beschrieben:

$$HvM = \int_{p_1}^{p_2} a u_g v_g \cos \phi \frac{dp}{g} \quad (8)$$

Für die sensible Energie gilt:

$$HvS = \int_{p_1}^{p_2} c_p T v_g \frac{dp}{g} \quad (9)$$

In beiden Formeln werden zur Berechnung geostrophische Windgeschwindigkeiten verwendet, was im allgemeinen keine zu großen Fehler verursacht. Die geostrophischen Windgeschwindigkeitskomponenten sind durch die bekannten Relationen

$$v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{R \partial \lambda} \quad (10)$$

und

$$u_g = - \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} = - \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{a \partial \phi} \quad (11)$$

bestimmbar. Es ist hierbei

$$\Phi(\lambda) = \Phi(\lambda) + \sum_{n=1}^N \left(a_n^\Phi \cos(n\lambda) + b_n^\Phi \sin(n\lambda) \right) \quad (12)$$

Damit können die Koeffizienten von u_g und v_g direkt aus den Fourierkoeffizienten des Geopotentials berechnet werden.

Zur Berechnung von v_g und u_g werden aus Gl.(12) die partiellen Ableitungen $\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda}$ und $\frac{\partial \Phi}{\partial \phi}$ gebildet.

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} = \sum_{n=1}^N \left| -n a_n^{\Phi} \sin(n\lambda) + n b_n^{\Phi} \cos(n\lambda) \right| \quad (13)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \approx \frac{\Delta \Phi}{\Delta \phi} &= \frac{|\Phi_2|(\lambda) - |\Phi_1|(\lambda)}{\Delta \phi} + \\ &+ \sum_{n=1} \left| \frac{a_{n,2}^{\Phi} - a_{n,1}^{\Phi}}{\Delta \phi} \cos(n\lambda) + \frac{b_{n,2}^{\Phi} - b_{n,1}^{\Phi}}{\Delta \phi} \sin(n\lambda) \right| \end{aligned} \quad (14)$$

Aus Gl.(13) ergeben sich die Fourierkoeffizienten von v_g zu:

$$a_n^v = \frac{1}{f a \cos \phi} n b_n^{\Phi} \quad (15)$$

$$b_n^v = - \frac{1}{f a \cos \phi} n a_n^{\Phi} \quad (16)$$

Aus Gl.(14) erhält man die Koeffizienten für u_g für die Breite ϕ_0 mit einer Ableitung von Φ nach ϕ .

(Index 0,1,2 $\hat{=}$ ϕ_0, ϕ_1, ϕ_2 ; $\phi_1 < \phi_0 < \phi_2$).

$$a_{n,0}^u = - \frac{a_{n,2}^{\Phi} - a_{n,1}^{\Phi}}{\Delta \phi} \frac{1}{f \cdot a} \quad (17)$$

$$b_{n,0}^u = - \frac{b_{n,2}^{\Phi} - b_{n,1}^{\Phi}}{\Delta \phi} \frac{1}{f \cdot a} \quad (18)$$

mit $\Delta \phi = 10^0$ bei der Berechnung.

Nachdem nun die Faktoren, die für die Transporte des Drehimpulses und der sensiblen Energie maßgeblich sind, analytisch festgelegt sind, soll im folgenden noch auf die Berechnung der Koeffizienten der Produkte von $T v_g$ und $u_g v_g$ eingegangen werden. Hierzu betrachtet man der Einfachheit halber zunächst das Produkt zweier Reihen, die nachstehende Form besitzen mögen:

$$X(\lambda) = a_0^x + \sum_{n=1}^N (a_n^x \cos(n\lambda) + b_n^x \sin(n\lambda))$$

$$Y(\lambda) = a_0^y + \sum_{m=1}^M (a_m^y \cos(m\lambda) + b_m^y \sin(m\lambda))$$

Für alle weiteren Betrachtungen gilt: $N = M$.

Für das Produkt ergibt sich dann die Beziehung:

$$\begin{aligned} XY(\lambda) = & \sum_{n=0}^N \sum_{m=0}^M (a_n^x a_m^y \cos(n\lambda) \cos(m\lambda) + \\ & b_n^x b_m^y \sin(n\lambda) \sin(m\lambda) + \\ & a_n^x b_m^y \cos(n\lambda) \sin(m\lambda) + \\ & b_n^x a_m^y \sin(n\lambda) \cos(m\lambda)) \end{aligned}$$

Die Fourierkoeffizienten des Produktes der k -ten Wellenzahl sind schließlich in der nachfolgenden Form anzugeben (siehe A. OSTHAUS, S.15, 1978):

$$\begin{aligned} a_k^{xy} \cos(k\lambda) = & 1/2 \sum_{n=0}^N \sum_{m=0}^M ((a_n^x a_m^y - b_n^x b_m^y) \cos((n+m)\lambda)) \\ & |n+m| = k \\ & + 1/2 \sum_{n=0}^N \sum_{m=0}^M ((a_n^x a_m^y + b_n^x b_m^y) \cos((n-m)\lambda)) \\ & |n-m| = k \text{ mit } k = 1, 2, \dots, 2N = 2M \end{aligned} \quad (19)$$

$$\begin{aligned} b_k^{xy} \sin(k\lambda) = & 1/2 \sum_{n=0}^N \sum_{m=0}^M ((a_n^x b_m^y + b_n^x a_m^y) \sin((n+m)\lambda)) \\ & |n+m| = k \\ & + 1/2 \sum_{n=0}^N \sum_{m=0}^M ((a_n^x b_m^y - b_n^x a_m^y) \sin((m-n)\lambda)) \\ & |n-m| = k \end{aligned} \quad (20)$$

Da speziell diejenigen Transporte berechnet werden sollen, welche durch die stehenden Wellen verursacht werden, müssen die Breitenmittel abgezogen werden. Es muß also für die laufenden Variablen n und m gelten: $n = 1, 2, 3, \dots, N$

$$m = 1, 2, 3, \dots, M.$$

Dadurch vereinfacht sich Gl.(19) für das Breitenmittel des Produktes a_0^{xy} zu:

$$a_0^{xy} = 1/2 \sum_{n=m=1}^{N=M} (a_n^x a_m^y + b_n^x b_m^y) \quad (21)$$

Diese Beziehung zeigt, daß nur Koeffizienten der gleichen Wellenzahlen miteinander multipliziert werden.

Auf diese Weise kann leicht festgestellt werden, welche der Wellenzahlen des Anfangsfeldes am mittleren meridionalen Transport beteiligt war.

Nachdem nun das Produkt zweier Reihen $X(\lambda)$ und $Y(\lambda)$ bestimmbar ist, kann das Ergebnis für den Transport von Drehimpuls und jenes der sensiblen Energie angegeben werden.

a) Drehimpulstransport:

Für den mittleren meridionalen Drehimpulstransport über eine Breite ϕ_0 erhält man zunächst:

$$(\phi_1 < \phi_0 < \phi_2, \Delta\phi = \phi_2 - \phi_1)$$

$$1/2(a_{n,0}^u a_{n,0}^v + b_{n,0}^u b_{n,0}^v) \quad (22)$$

Setzt man in diese Gleichung die durch die Beziehungen (17) und (18) gegebenen Koeffizienten ein, so ergibt sich:

$$1/2(a_{n,0}^u a_{n,0}^v + b_{n,0}^u b_{n,0}^v) =$$

$$= \frac{n}{2 f^2 a^2 \Delta\phi \cos \phi_0} (-(a_{n,2}^\phi - a_{n,1}^\phi) b_{n,0}^\phi + (b_{n,2}^\phi - b_{n,1}^\phi) a_{n,0}^\phi)$$

und weiterhin mit Verwendung der Gl.(3) und (4):

$$= \frac{n A_{n,0}^\phi}{2 f^2 a^2 \Delta\phi \cos \phi_0} (A_{n,2}^\phi \sin(\phi_{n,0}^\phi - \phi_{n,2}^\phi) + A_{n,1}^\phi \sin(\phi_{n,1}^\phi - \phi_{n,0}^\phi)) \quad (23)$$

Diese Beziehung macht nun sofort deutlich, daß der Anteil einer Wellenzahl am Drehimpulstransport einerseits der Wellenzahl n , andererseits der Amplitude des Geopotentials am betrachteten Breitenkreis ϕ_0 , und schließlich den Amplituden bei ϕ_1 und ϕ_2 und dem Sinus der Phasendifferenzen proportional ist. Für eine Phasenverschiebung zwischen den Geopotentialwellen von $\pi/2$ werden die Transporte bei gegebenen Amplituden die größten Werte annehmen.

b) Sensible Energie:

Der Anteil der n -ten Wellenzahl am Transport der sensiblen Energie über einen Breitenkreis hinweg beträgt im zonalen Mittel:

$$1/2 (a_n^T a_n^V + b_n^T b_n^V)$$

Mit Hilfe der Gln. (15,16,17,18,3,4) erhält man:

$$= \frac{n}{2 f a \cos \phi} A_n^T A_n^\phi \sin(\phi_n^T - \phi_n^\phi) \quad (24)$$

Der Anteil der n -ten Wellenzahl am mittleren meridionalen Transport ist dem Produkt der Amplituden der Temperatur- und Geopotentialwellen und dem Sinus der Phasendifferenzen proportional. Einen positiven Transport erhält man für die Fälle, in denen $0 \leq \phi_n^T - \phi_n^\phi \leq \pi$ ist, wenn also der Trog im Geopotentialfeld bis zu einer halben Wellenlänge östlich des Troges im Temperaturfeld gelegen ist, wobei bei einer Phasendifferenz von $L/4$ bei gegebenen Amplituden der maximale Transport auftritt.

4.2. DER TRANSPORT VON DREHIMPULS IM APRIL UND OKTOBER

Die meridionalen Transporte von atmosphärischem Drehimpuls sind erforderlich, da in mittleren Breiten der Nordhalbkugel Westwinde vorherrschen und durch Reibung an der Grenzfläche Erde-Atmosphäre westliches Drehmoment für die Atmosphäre vernichtet wird. Auf der anderen Seite wird in den Tropen durch die dortigen Ostwinde westliches Drehmoment vom Ozean in die Atmosphäre aufwärts übertragen, was in viel geringerem Maße auch für die flächenmäßig kleineren Polargebiete zutrifft. Da das hemisphärische Windsystem jedoch quasi-stationär zu sein scheint, sind auch hier horizontale Transporte von den Quellregionen über den Tropen und über den Polargebieten hin zu den Senken über den mittleren Breiten notwendig. Um von den äquatorialen Gebieten einen Transport in polarer Richtung zu gewährleisten, ist im Breitenmittel zu fordern, daß das Produkt $u_g v_g$ positive Werte annimmt. Dieses tritt dann ein, wenn u_g und $v_g < 0$ oder wenn u_g und $v_g > 0$ ist und dies ist dann der Fall, wenn eine Achsenneigung der Wellentröge von SW nach NE vorhanden ist. Der größte Teil am Drehimpulstransport fällt den wandernden Wellen zu, ein wichtiger, wenn auch kleinerer Teil wird von den stehenden Wellen in die Atmosphäre getätigt. In der südlichen Hemisphäre ist dieser Transport wesentlich weniger intensiv. Die Abb. 4.1 gibt eine typische schematische Darstellung einer Druckverteilung im Meeresniveau wieder. Man findet im Bereich von 30°N zumeist eine Orientierung der großen subtropischen Antizyklonen von WSW nach ENE vor. In den Randgebieten dieser Antizyklonen stehen sich südwestliche und nordöstliche Luftmassentransporte gegenüber. Für beide Transporte ist das Produkt $u_g v_g$ positiv, so daß der totale Transport des Drehimpulses in den untersten Schichten der Atmosphäre über den Breitenkreis von 30°N stets positiv, d.h. nach Norden gerichtet ist. Der sich ergebende meridionale Drehimpulstransport kann daher in der nachfolgenden Form in charakteristischer Weise kurz spezifiziert werden: In der Zone von $0^{\circ} - 30^{\circ}\text{N}$ ist in den untersten Schichten der Atmosphäre ein Verlust am Drehmoment oder Impuls, hingegen in der Zone von $30^{\circ} - 60^{\circ}\text{N}$

ein Gewinn und in der polaren Zone nördlich von 60°N wieder ein kleinerer Verlust zu erwarten.

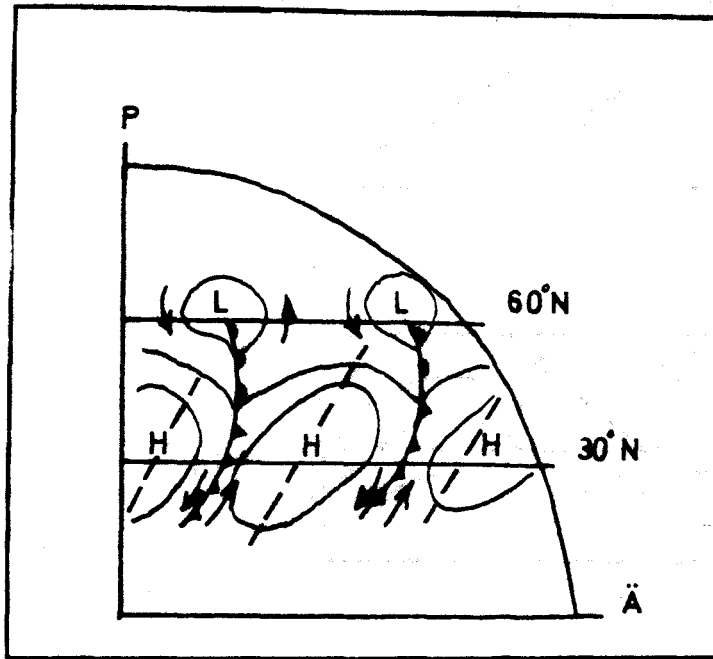
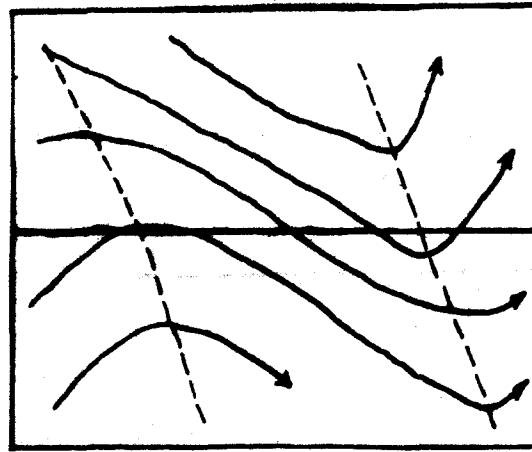
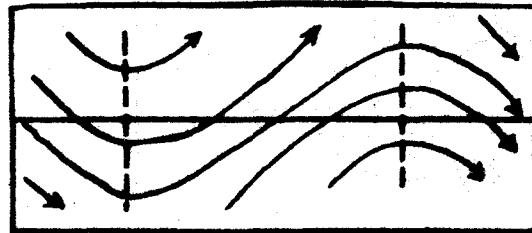


Abb. 4.1: Schematische Bodendruckkarte, welche den polwärtsgerichteten Fluß von Drehimpuls in 30°N und äquatorwärtsgerichteten in 60°N illustriert.
(Klassisches Bild nach J. BJERKNES)

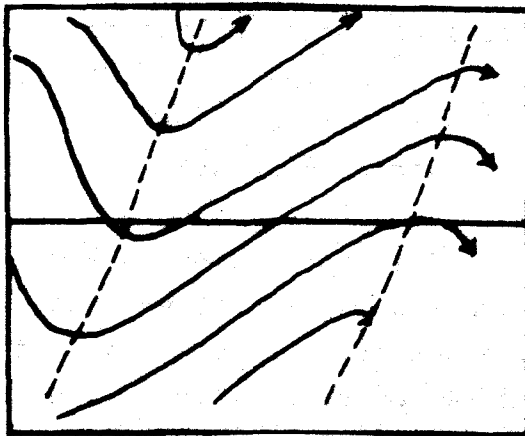
Für die oberen Schichten der Atmosphäre sind in Abb. 4.2 drei Typen von Wellen, welche typisch in der oberen Westwinddrift in Erscheinung treten, dargestellt; für jeden Typ ist die Orientierung der Tröge und Rücken verschieden. Eine Neigung der Trogachsen von NW nach SE ruft einen nach Süden gerichteten Transport von atmosphärischem Drehimpuls hervor. Eine solche Achsenneigung überwiegt in denjenigen Gebieten nördlich der Lage des Polarstrahlstroms, während eine Trogachsenneigung von SW nach NE südlich der Lage desselben überwiegt.



$$u_g v_g < 0$$



$$u_g v_g = 0$$



$$u_g v_g > 0$$

Abb. 4.2: Schematisches Bild dreier Typen von Wellen in der Westwinddrift, welche einen äquatorwärts gerichteten (oben), einen polwärts gerichteten (unten) und keinen (Mitte) Fluß von Drehimpuls verursachen. (Klassisches Bild nach J. BJERKNES).

Zu Beginn der Diskussion des Flusses von Drehimpuls soll zunächst die Breitenabhängigkeit des vertikalgemittelten Flusses im Breitenmittel analysiert werden, um so einen Eindruck über die Transportverteilung zu gewinnen.

Die Darstellung des vertikalen Mittels des meridionalen Drehimpulstransportes durch stehende Wellen als Funktion der geographischen Breite präsentiert die Abb. 4.3a und b. Im April (Abb. 4.3a) ist in dem Breitenbereich von 20° - 50° N ein nach Norden (polwärts) gerichteter Transport festzustellen, der seine maximale Stärke über etwa 30° N erreicht. Der südwärts gerichtete Transport von Drehimpuls, nördlich von 50° N, wird etwa bei 60° N maximal. Dies bedeutet eine Konvergenz des Transportes im Breitenbereich von 30° N bis 60° N, dem Gebiet der stärksten Westwinde. Es ist festzustellen, daß der negative Transport im Verhältnis zu dem nach Norden gerichteten wesentlich weniger intensiv ist. Seine Stärke erreicht nur knapp die Hälfte des anderen. In der Abb. 4.3a und b wurden gleichfalls die von OORT und RASMUSSEN errechneten Transporte dargestellt, die ebenfalls auf April- und Oktober-Mittelwerten basieren. Bei einem Vergleich der Ergebnisse muß allerdings berücksichtigt werden, daß die von OORT und RASMUSSEN berechneten Werte einen anderen Mittelungszeitraum beschreiben, was - wie später noch gezeigt wird - interessanterweise relativ große Abweichungen der Kurven voneinander zur Folge haben kann. Außerdem verwendeten sie eine andere Analysenmethode und schließlich wurden die Transporte aus aktuell gemessenen Windgeschwindigkeiten errechnet.

Trotz der eben aufgeführten Unterschiede in der Berechnungsart zeigt der Vergleich beider Kurven, daß die Lage der Maxima und Minima recht gut übereinstimmt. So ergibt sich bei OORT und RASMUSSEN der größte Transport ebenfalls über einer Breite von 30° N sowie der stärkste negative Transport über 60° N. Jedoch ist der positive Transport etwas geringer, während nördlich von 50° N die Größenordnung der Transporte etwa übereinstimmt.

Im Oktober (Abb. 4.3b) zeigt sich für den Drehimpulstransport ein noch größeres Ungleichgewicht zwischen positivem und negativem Transport. Während sich der nordwärtsgerichtete Transport bei einer Verschiebung seines Maximums um 10° nach Norden verstärkt hat, zeigt sich nördlich von 55°N nur ein schwacher negativer Transport, dessen Minimum sich bei 60°N einstellt. Der entsprechende Vergleich mit den von OORT und RASMUSSEN berechneten Werten läßt deutlich werden, daß der polwärts gerichtete Transport nach diesen Autoren größere Werte annimmt und das Maximum leicht nach Norden verschoben ist; ebenfalls nördlicher findet sich die Breite, in der das Vorzeichen wechselt.

Die Vertikalverteilung des Drehimpulstransportes als Funktion der Breite im April (siehe Abb. 4.4.a) zeigt, daß der maximale nach Norden gerichtete Transport im Bereich der stärksten westlichen Winde nahe dem 200 mb-Niveau auftritt.

Die nach Süden gerichteten Transporte finden sich über der gesamten Breitenzone von 55°N bis 80°N und sind über etwa 60°N und im 300 mb-Niveau maximal. In den unteren Niveaus sind meist nur schwache Transporte feststellbar.

Für ausgewählte Druckniveaus wurde zusätzlich in der Abb. 4.5 der mittlere meridionale Drehimpulstransport für den April dargestellt. Diese Figur unterstreicht noch einmal das eben beschriebene Verhalten. So bleibt der nach Norden gerichtete Transport vom 850 mb-Niveau, mit Maximum über 40°N angefangen, bis einschließlich 500 mb bei einer Verschiebung der größten Transportwerte nach niedrigeren Breiten (bis 35°N) annähernd konstant und weist nur geringe Stärke auf. Mit zunehmender Höhe wird er dann merklich intensiver und erreicht im 200 mb-Niveau über 30°N maximale Werte. Daneben gewinnt mit zunehmender Höhe der zum Äquator gerichtete Transport ebenfalls eine größere Bedeutung und wird im 200 mb- und 300 mb-Niveau maximal.

Um nun noch den Einfluß der einzelnen Wellenzahlen auf diesen

mittleren meridionalen Transport aufzuzeigen, wurden in Abb. 4.6 ihre Beiträge für den April dargestellt.

Dabei wurden die Anteile der Wellenzahlen 1, 2 und 3 sowie die Summe der übrigen Anteile der Wellenzahlen 4-15 untersucht. In allen Niveaus, bis auf das 850 mb-Niveau, ist die dritte Wellenzahl dominant, was oberhalb von 700 mb besonders deutlich wird. Diese Wellenzahl trägt ausschließlich zum positiven nordwärts gerichteten Transport bei; über den niederen und mittleren Breiten vom 300 mb-Niveau aufwärts unterstützt durch Wellenzahl 1. Da der Anteil der n-ten Wellenzahl am Transport direkt proportional dem Produkt der Amplituden der Temperatur- und der Geopotentialwellen sowie dem Sinus der Phasendifferenzen beider Wellen ist, für welche bei einem positiven Transport gilt: $0 \leq \phi_n^T - \phi_n^\Phi \leq \pi$, kann die oben genannte Dominanz der dritten Wellenzahl, bei nur geringen Amplitudenwerten, nur auf die Phasenlage der Temperatur- und Geopotentialwellen zurückzuführen sein.

So liegen die Geopotentialwellen oberhalb des 700 mb-Niveaus östlich vom Trog des Temperaturfeldes. Wellenzahl 1 zeigt hingegen große Amplituden der Temperatur- und Geopotentialwellen, welche - in niederen und mittleren Breiten mit einer stark positiven horizontalen Achsenneigung verbunden - zum positiven Transport beitragen. Von großer Bedeutung für den nach Süden gerichteten Transport erweist sich die zweite Wellenzahl (siehe auch MILLER et al., 1967, und KAO, 1970c) sowie nördlich von 50°N Wellenzahl 1. Die Anteile der Wellenzahlen 4-15 an diesem negativen Transport sind in der mittleren Troposphäre und unteren Stratosphäre nicht zu vernachlässigen und weisen damit erneut auf die noch relativ hohen Amplitudenwerte der 4. Wellenzahl hin, die bei der Diskussion der Temperatur- und Geopotentialfelder auffiel.

Um die Verhältnisse in der mittleren Troposphäre der Nordhemisphäre hinsichtlich des Drehmomenttransportes aufzuzeigen, wird in Abb. 4.7 die vertikal gemittelte Horizontalverteilung des Drehimpulstransportes hervorgerufen durch die

stehenden Wellen für das 500 mb-Niveau präsentiert. Die größten positiven Transporte treten in dem Bereich zwischen dem 20-ten und 50-ten Breitenkreis auf.

Deutlich sind drei Zentren des nach Norden gerichteten Transportes zu erkennen:

Auf der Vorder- und Rückseite des Trogas über Ostasien; bemerkenswert hohe Werte (233 Einheiten) werden auf der Vorderseite des Trogas über Europa erreicht. Ebenfalls sind auf der Vorder- und Rückseite des Trogas über Amerika große positive Werte zu erkennen. In den höheren Breiten vergrößern sich die Gebiete, in denen ein nach Süden gerichteter Transport vorherrscht. Die größten negativen Transporte von Drehimpuls sind im Gebiet über dem südlichen Osteuropa und über dem südlichen Pazifik zu verzeichnen.

Die Lage der Maxima und Minima ändert sich kaum, wenn man von der mittleren Troposphäre aufwärts in das 200 mb-Niveau überwechselt (siehe Abb. 4.8). Allerdings treten hier erwartungsgemäß bedeutend größere Transporte in Erscheinung. So erhält man über dem Atlantik vor der Iberischen Halbinsel positive Transporte mit 519 Einheiten.

Die maximalen nach Süden gerichteten Transporte von Drehimpuls über Südeuropa (231 Einheiten) und über Asien (233 Einheiten) sind ebenfalls im 200 mb-Niveau recht intensiv.

Der Vertikalschnitt des Drehimpulstransportes in Abhängigkeit von der geographischen Breite für den Oktober zeigt Abb. 4.4b. Während in der unteren Troposphäre nur relativ schwache Transporte auftreten, nehmen diese mit steigender Höhe zu und erreichen in der Nähe der Tropopause maximale Werte. Die größten polwärts gerichteten Transporte stellen sich, ähnlich wie im Frühling, im 200 mb-Niveau ein, der negative Transport zeigt im 300 mb-Niveau seine höchsten Werte. Während die Lage des Minimums nahe 60°N im Vergleich mit dem April unverändert geblieben ist, ist das Maximum um 10° nach Norden verschoben und findet sich über einer Breite von 40°N . Dies entspricht ebenfalls der Lage im Januar und zeigt den Übergang zu winterlichen Verhältnissen.

Diese Darstellung macht deutlich, daß sich der positive Transport im Herbst verstärkt (hier um rund 10 Einheiten von $349 \cdot 10^{11} \text{ g cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}$ im April auf $456 \cdot 10^{11} \text{ g cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}$ im Oktober), während der negative Transport auf die Hälfte reduziert ist.

Die Darstellung des mittleren meridionalen Drehimpulstransportes in unterschiedlichen Druckflächen für den Herbst präsentiert Abb. 4.9. Hier zeigt sich noch einmal deutlich der geringe Transport in den unteren Schichten der Atmosphäre, der sich jedoch mit zunehmender Höhe verstärkt und schließlich im 200 mb-Niveau maximale positive Werte erreicht; die größten negativen Transporte stellen sich, wie schon beschrieben, zwischen dem 300 mb- und 200 mb-Niveau ein. Die Verhältnisse im Oktober verdeutlichen recht gut den Übergang von den sommerlichen hin zu den winterlichen Gegebenheiten. Während im Juli im allgemeinen nur geringe positive Transporte auftreten, zeigen sich im Oktober schon schwache negative Transporte, die zum Januar hin verstärkt werden (siehe dazu A. OSTHAUS).

Schließlich soll im folgenden noch auf die Anteile der Wellenzahlen 1 bis 3 sowie 4 - 15 am Transport eingegangen werden (siehe Abb. 4.10). Im Gegensatz zum Frühjahr ist im Oktober hauptsächlich die erste Wellenzahl für den nach Norden gerichteten Transport in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre verantwortlich zu machen, unterstützt durch die dritte Wellenzahl. In niederen Höhen zeigen sich neben einem flachen Verlauf keine allzu großen Unterschiede in der Beteiligung der einzelnen Wellenzahlen am Gesamttransport. Abgesehen von dem Rollentausch von Wellenzahl 1 und 3 beim Übergang vom Frühjahr zum Herbst ist die Bedeutung von Wellenzahl 2 für den negativen Transport unverändert geblieben. Auch ist der Einfluß der vierten Wellenzahl in diesem Übergangsmonat, besonders in größeren Höhen, erheblich, so daß er nicht zu vernachlässigen ist.

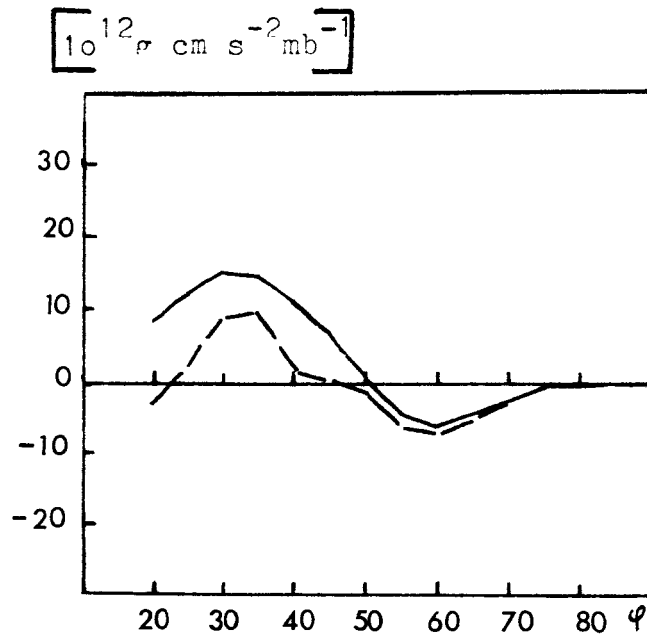
In Abb. 4.11, welche das vertikale Mittel der horizontalen Transportverteilung des Drehimpulses für den Oktober dar-

stellt, findet man im 500 mb-Niveau für den Breitenbereich von 20° - 60° N größtenteils positive Transporte, ohne daß ausgeprägte Extrema erkennbar sind.

Die negativen Transporte konzentrieren sich auf Kanada, Grönland und Teile von Asien.

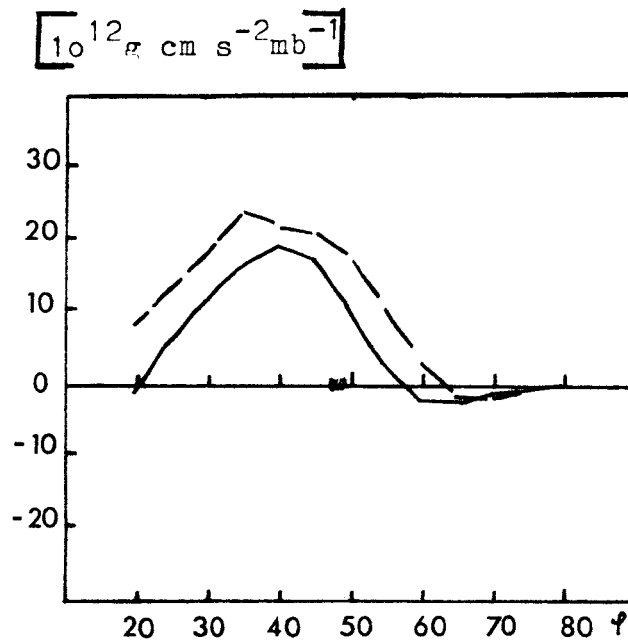
In der oberen Troposphäre (200 mb-Niveau) ist die Zone der niederen Breiten ebenfalls weitestgehend durch positive Transporte gekennzeichnet. Allerdings liegt in 40° N auf der Rückseite des Trogas über Ostasien ein Zentrum positiven Transportes, das mit 610 Einheiten das Maximum des Drehimpulstransportes bildet und die großen Werte des positiven Flusses in dieser Höhe prägt.

Im mittleren Atlantik tritt ein zweites Maximum auf, welches additativ zum ersten zu den erheblich großen positiven Werten in dieser Breitenzone beiträgt. Negative Transporte sind lediglich über dem nordöstlichen Teil des asiatischen Kontinents sowie des mittleren Pazifiks zu beobachten.



APRIL

Abb. 4.3 a



OKTOBER

Abb. 4.3 b

Vertikales Mittel des mittleren meridionalen Transportes von Drehimpuls durch stehende Wellen als Funktion der Breite, gewichtet mit dem $\cos \varphi$.

Transport-Mittel 1967-1976

—————

CORT u. RASMUSSEN

Mit dem $\cos \varphi$ gewichteter mittlerer meridionaler Transport von Drehimpuls durch stehende Wellen in $[10^{12} \text{ cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$.

APRIL

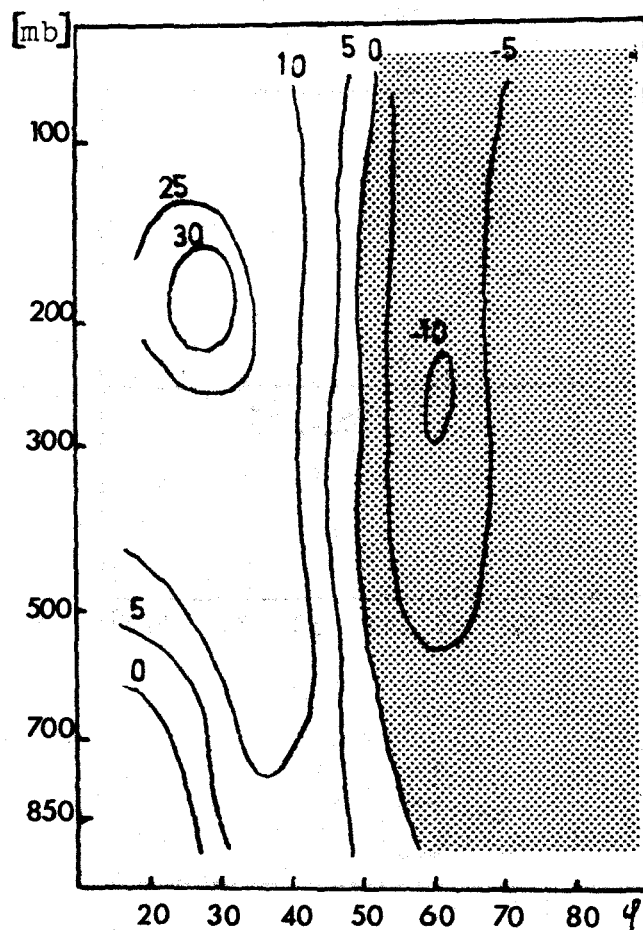


Abb. 4.4 a

OKTOBER

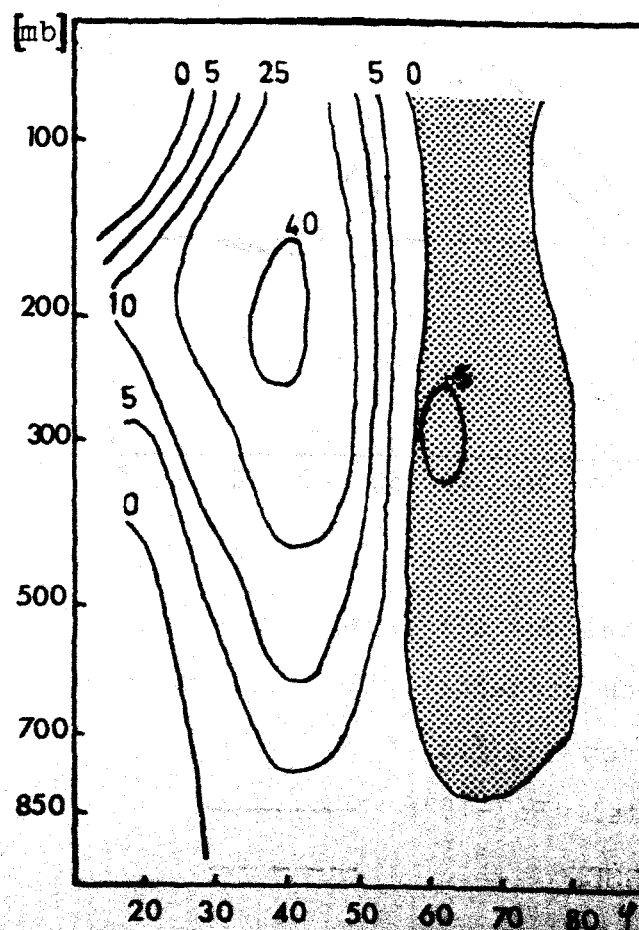
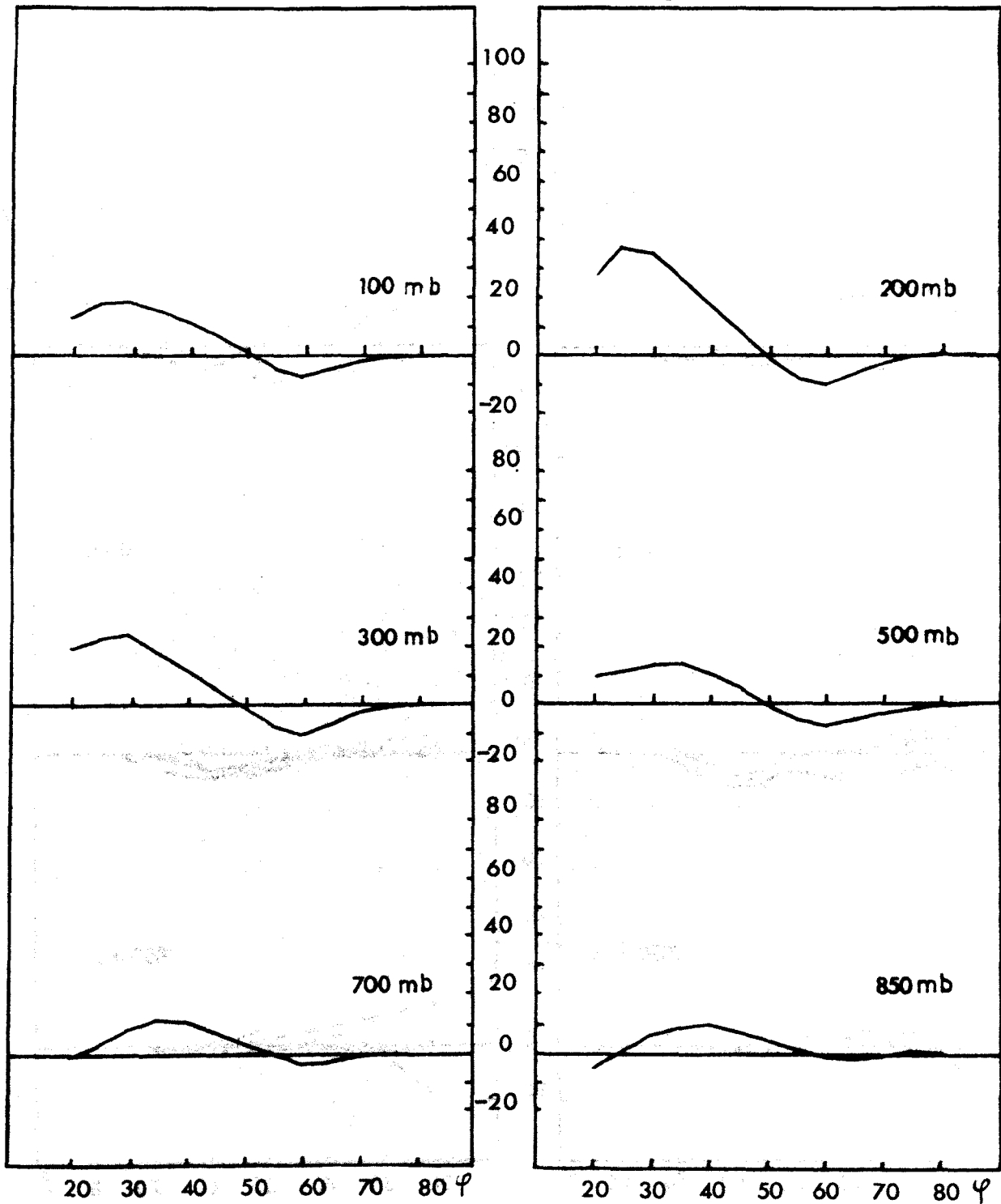


Abb. 4.4 b

APRIL

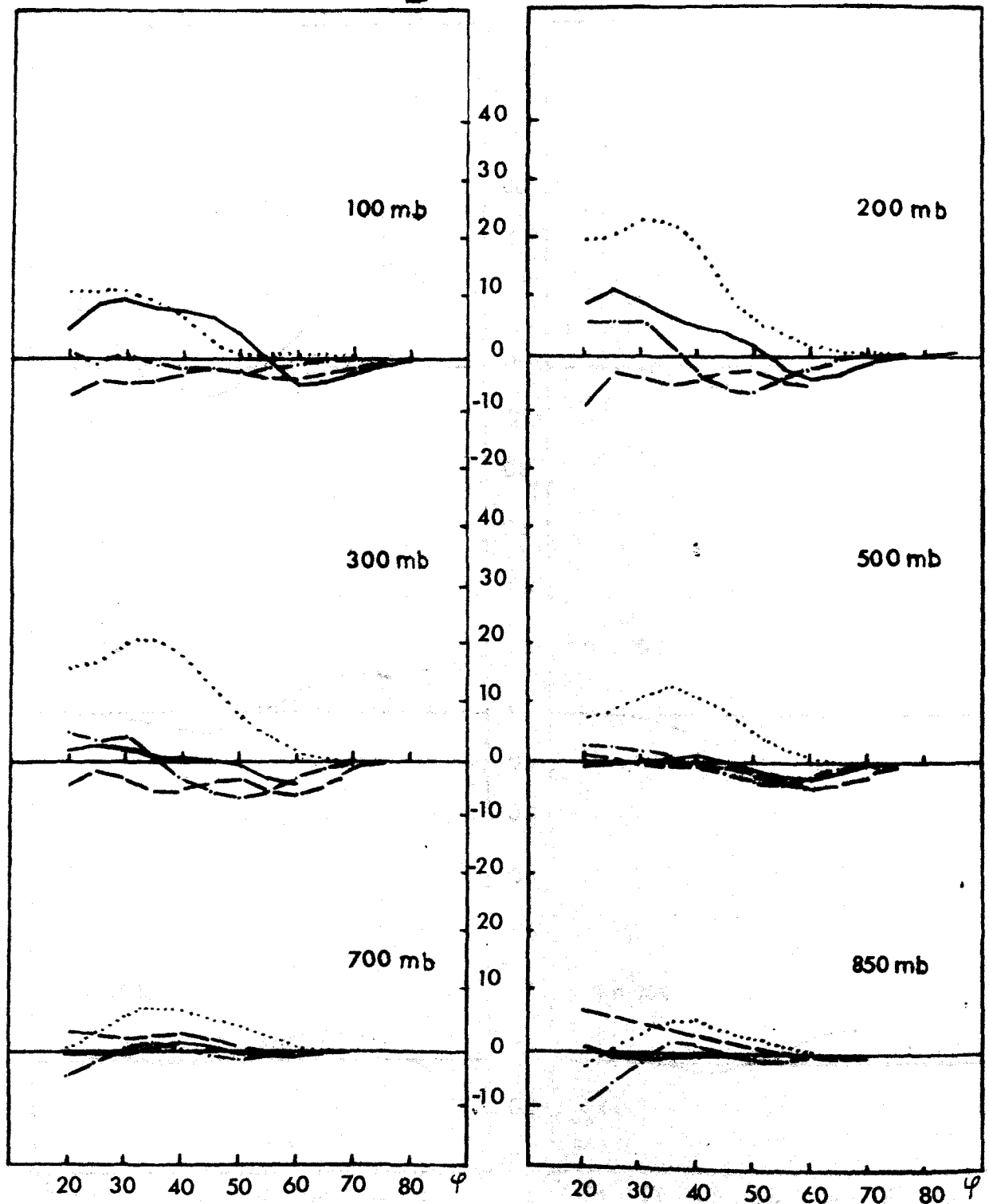
$$[10^{12} \text{ g cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$$



Mit dem $\cos \varphi$ gewichteter mittlerer meridionaler Transport von Drehimpuls durch stehende Wellen in $[10^{12} \text{ g cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$.

Abb. 4.5

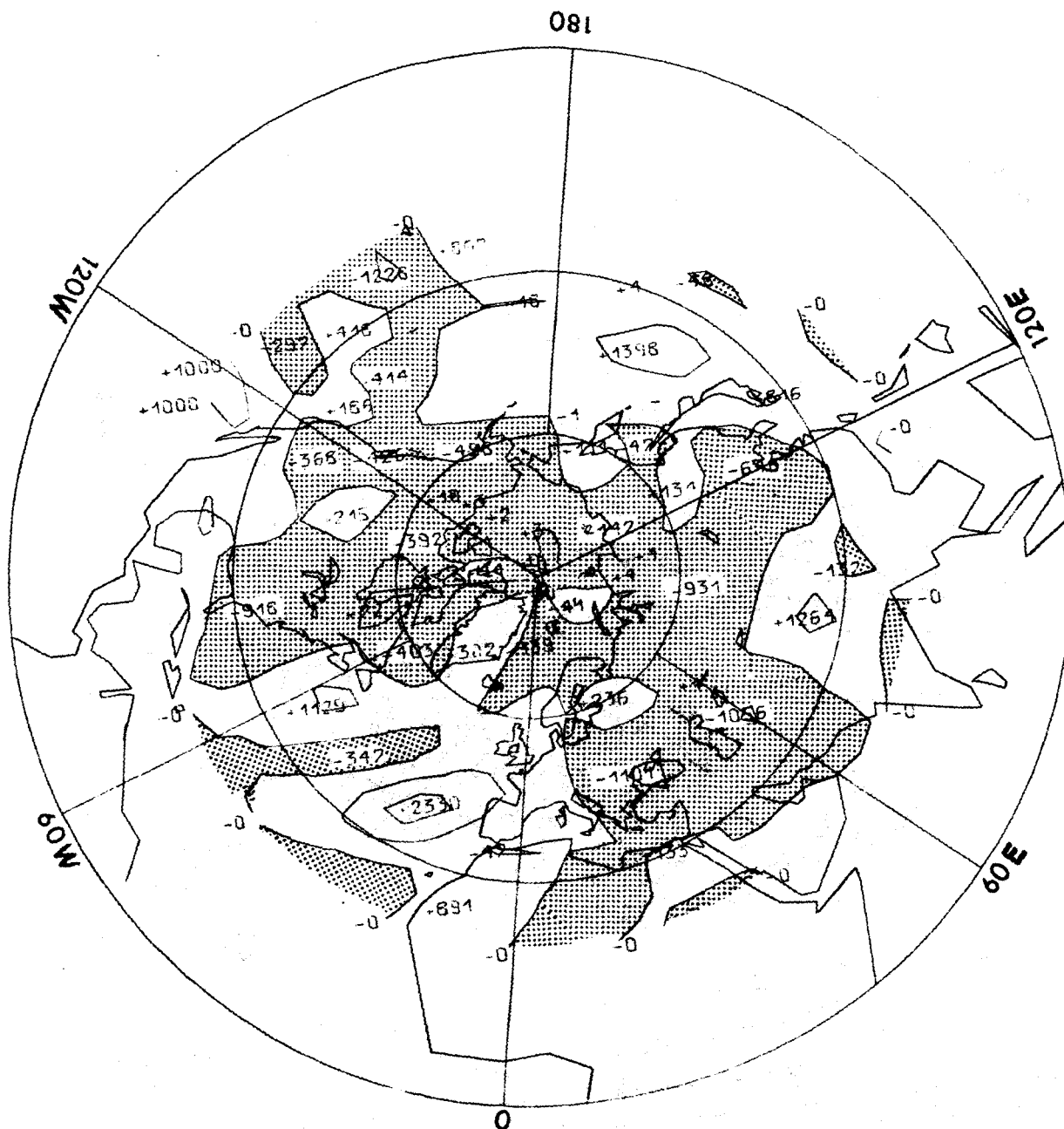
$$[10^{12} \text{ g cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$$



Anteil der Wellenzahlen 1, 2, 3 und 4-15 am mittleren meridionalen Transport von Drehimpuls durch stehende Wellen in $[10^{12} \text{ g cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$

Wellenzahl: 1 ———
 2 ———
 3
 4-15 -.-.-

APRIL-Mittel 1967-1976



Verteilung des Drehimpulstransportes hervorgerufen
durch die stehenden Wellen. Der Abstand der
Isoplethen beträgt $1000 \cdot 10^{11} \text{ g cm sec}^{-2} \text{ mb}^{-1}$.
Druckniveau: 500 mb

Abb. 4.7

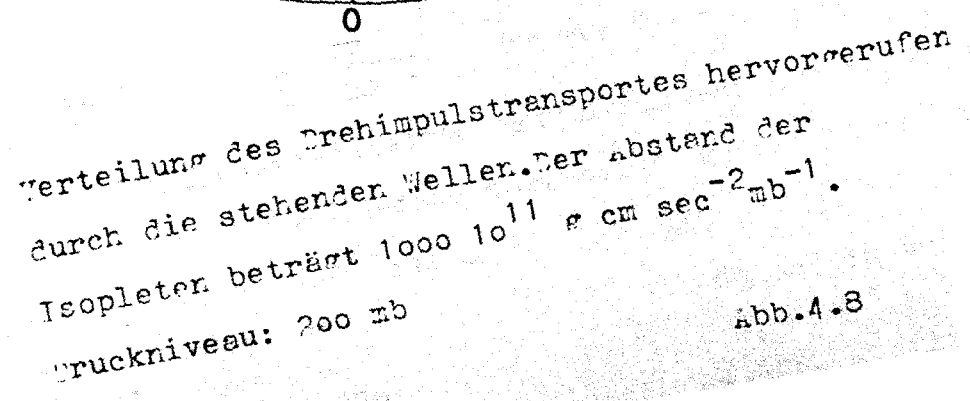
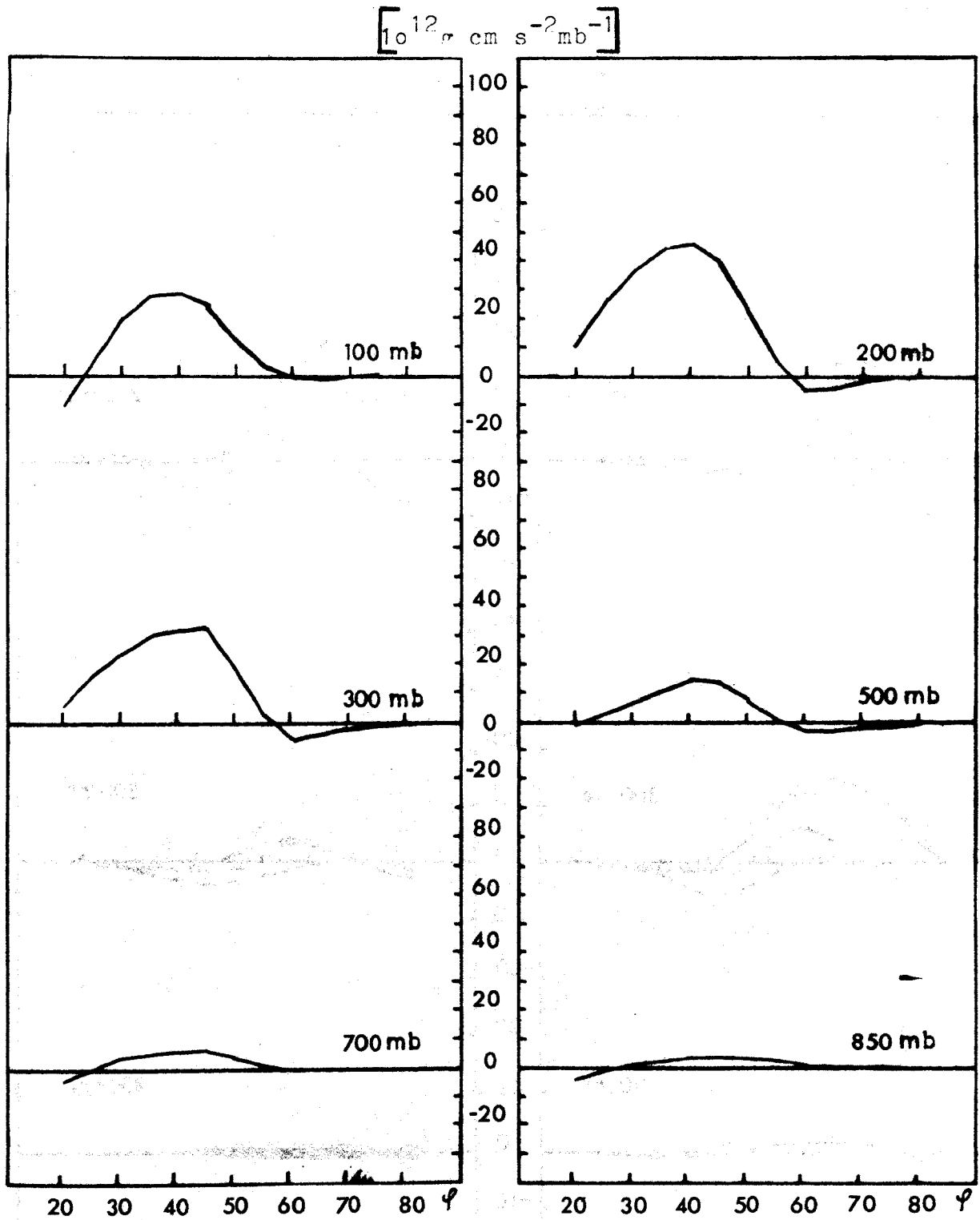


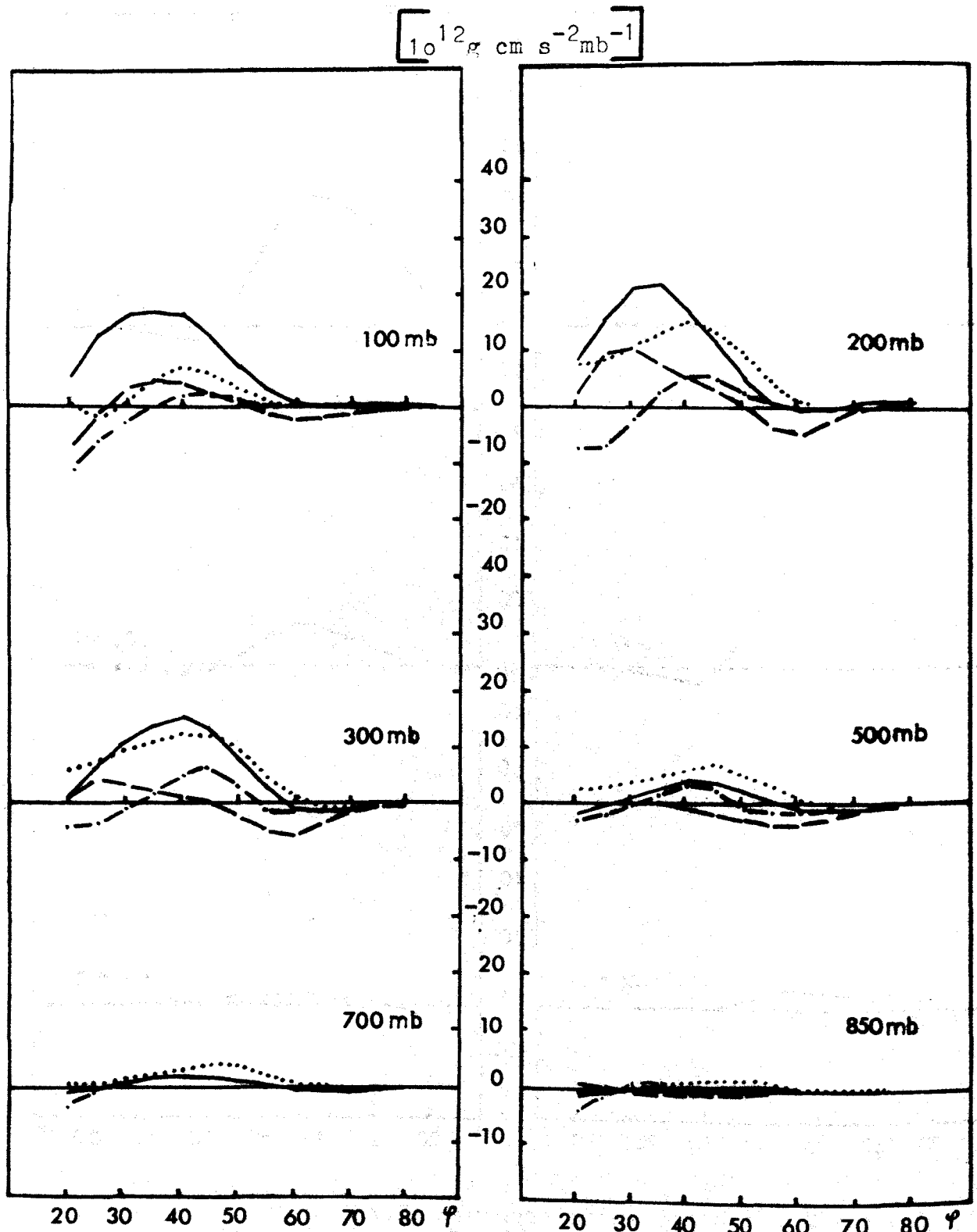
Abb. 4.8



Mit dem $\cos \varphi$ gewichteter mittlerer meridionaler Transport von Drehimpuls durch stehende Wellen in $[10^{12} \sigma \text{ cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$.

Abb. 4.9

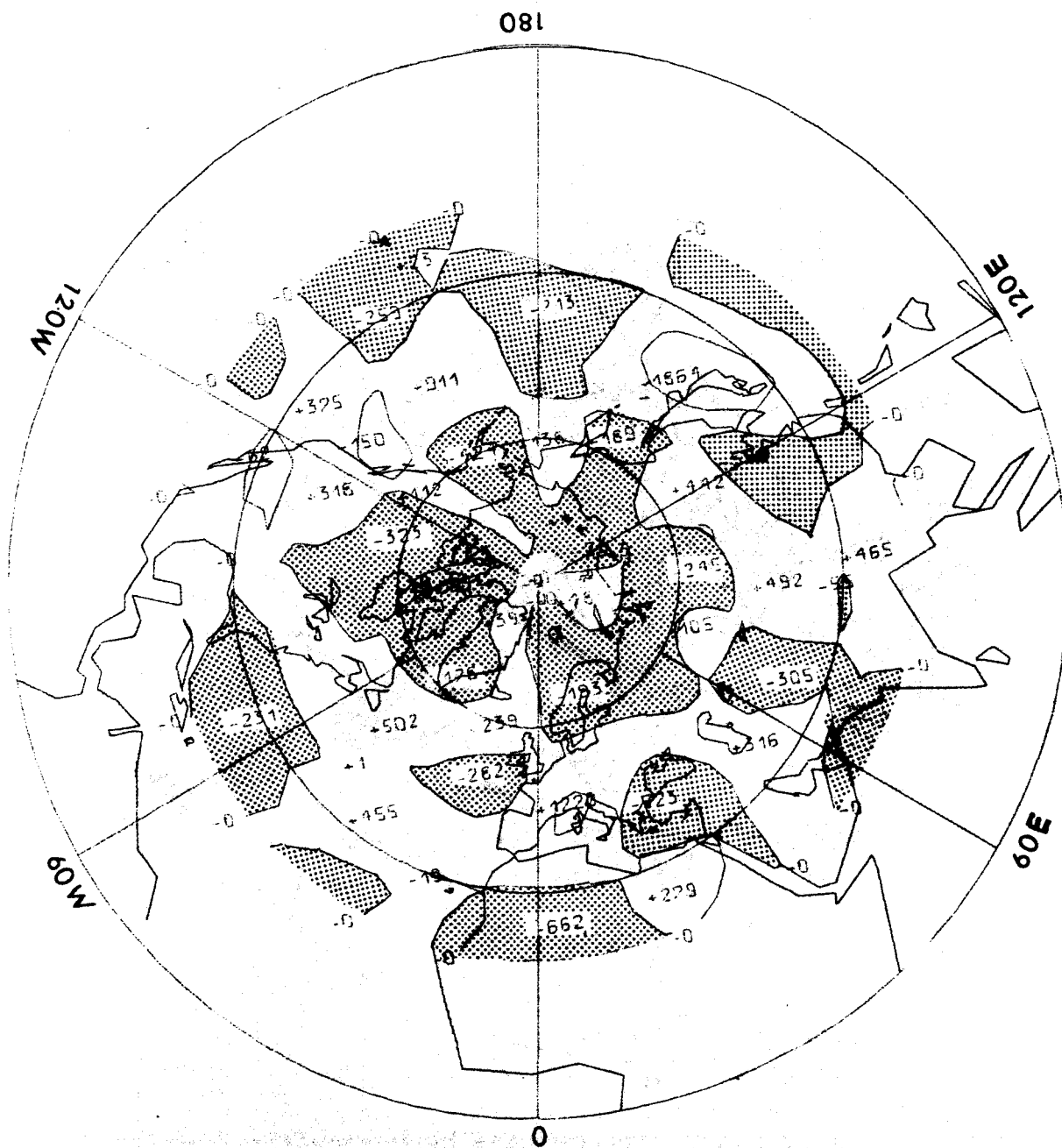
OKTOBER



Anteil der Wellenzahlen 1,2,3 und 4-15 am mittleren meridionalen Transport von Drehimpuls durch stehende Wellen in $[10^{12} \text{ g cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$.

Wellenzahl : 1 —————
 2 - - - - -
 3
 4-15 - . - . -

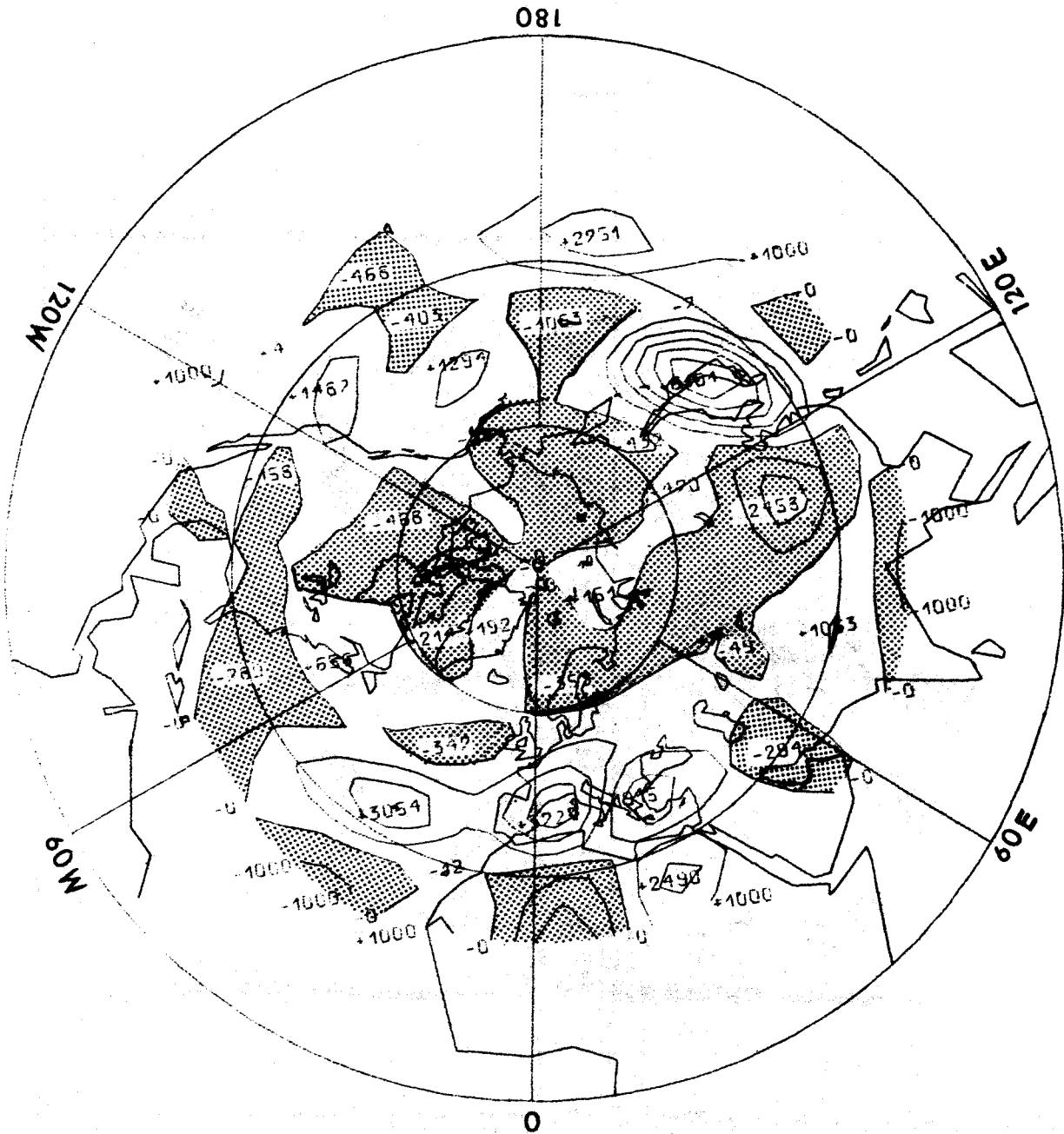
OKTOBER-Mittel 1967-1976



Verteilung des Drehimpulstransportes hervorgerufen durch die stehenden Wellen. Der Abstand der Isoplethen beträgt $1000 \cdot 10^{11} \text{ cm sec}^{-2} \text{ mb}^{-1}$.

Druckniveau: 500 mb

OKTOBER-Mittel 1967-1976



Verteilung des Drehimpulstransportes hervorgerufen durch die stehenden Wellen. Der Abstand der Isoplethen beträgt $1000 \cdot 10^{11} \text{ cm sec}^{-2} \text{ mb}^{-1}$.

Druckniveau: 200 mb

Abb. 4.12

4.3. DER TRANSPORT VON SENSIBLER ENERGIE IM APRIL UND OKTOBER

Für den Transport von sensibler Energie ergeben sich in niedrigen Breiten überwiegend geringe Werte, während in mittleren und höheren Breiten der Nordhemisphäre bei starken regionalen Gegensätzen meist große positive Werte auftreten. Negative Zahlen bedeuten wieder einen nach Süden gerichteten, positive Werte hingegen einen nach Norden gerichteten Transport von sensibler Energie.

Ein nach Norden gerichteter Transport entsteht aus einer positiven Korrelation zwischen T und v_g , d.h. entweder wird Warmluft nach Norden transportiert, also T und $v_g > 0$ oder es wird kalte Luft nach Süden transportiert, also T und $v_g < 0$. Ein nach Süden gerichteter Transport kommt dagegen durch eine Verfrachtung von Kaltluft nach Norden und Warmluft nach Süden zustande. Die Phasenverschiebung zwischen Geopotential- und Temperaturwelle entscheidet, von welcher Art der Transport ist.

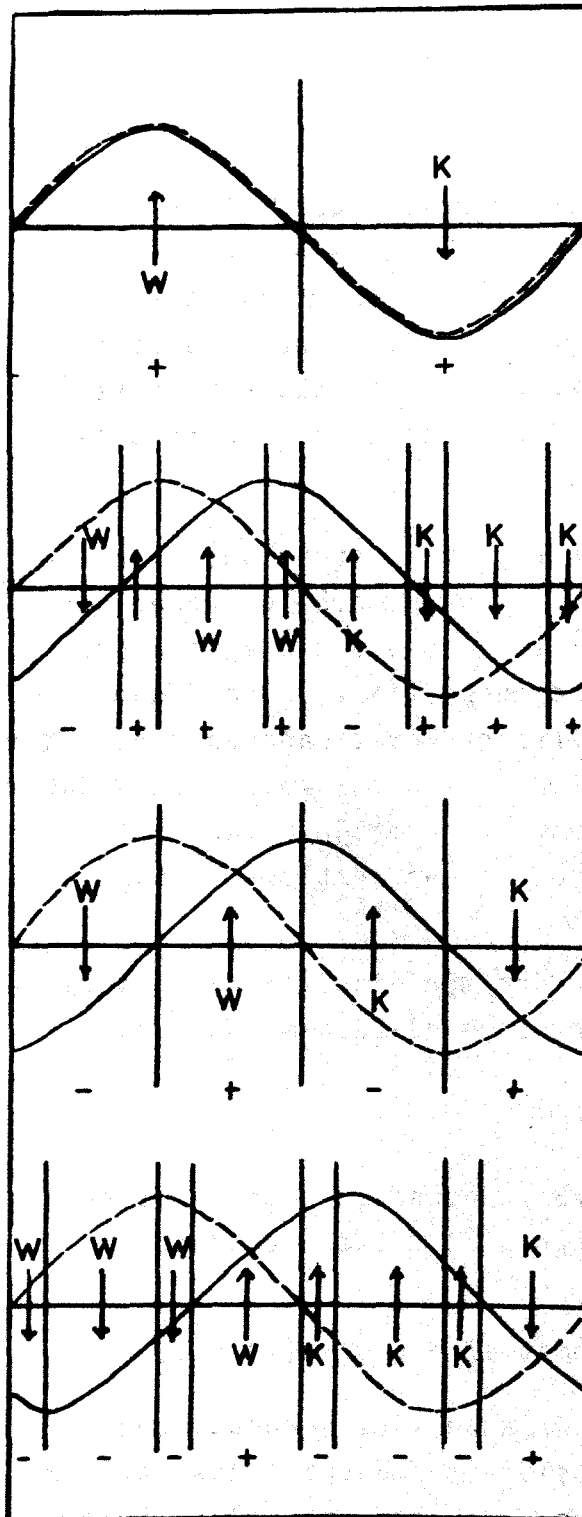
Zwischen Geopotentialwelle und der meridionalen Windgeschwindigkeitskomponente besteht der folgende Zusammenhang:

$$v_g(\lambda) \sim \frac{\partial(\phi)}{\partial x}(\lambda)$$

welcher sofort verdeutlicht, daß v_g gegenüber der Geopotentialwelle um eine Viertelwellenlänge nach Westen verschoben ist, da:

$$\phi = B \sin(\omega x + \phi) \text{ und somit } \frac{\partial \phi}{\partial x} = C \cos(\omega x + \phi)$$

Die Darstellung 4.12 soll das Gesagte kurz verdeutlichen. Es kann nur dann ein maximaler positiver Transport zustandekommen, wenn die Phasenverschiebung zwischen den Wellen Null wird (Abb. 4.12a). Hingegen erhält man keinen Transport, wenn die Phasen um $+L/4$ gegeneinander verschoben werden (Abb. 4.12c). Liegt die Phasenverschiebung zwischen $L/4$ und $3L/4$, wird der Transport negativ, entsprechend liefert eine Phasenverschiebung zwischen Null und $L/2$ einen positiven mittleren Transport (Abb. 4.12b und d).



maximaler positiver
Transport (a)

positiver Transport (b)

Transport wird Null (c)

negativer Transport (d)

Abb. 4.12

T ----
v_g —

positiver Transport: +
negativer Transport: -

Das vertikale Mittel des Transportes von sensibler Energie als Funktion der geographischen Breite für das zehnjährige Mittel aller April- und Oktobermonate von 1967-1976 wird in der Abb. 4.13a und b präsentiert.

Zum Vergleich wurden auch hier in die Darstellung die von OORT und RASMUSSEN erhaltenen Transportverteilungen eingezeichnet (gestrichelte Linien). Der Verlauf des Transportes von sensibler Energie im April (Abb. 4.13a) ist ausschließlich positiv; die größten Werte werden in dem Bereich zwischen 40°N und 65°N erreicht, wobei das Hauptmaximum bei 55°N liegt. Daneben findet man noch ein zweites, geringeres Sekundärmaximum über 30°N . Betrachtet man dazu die Darstellung des Transportes im vertikalen Mittel, so ergeben sich diese grossen positiven Werte besonders aus drei Zentren, welche über dem Pazifik, Mittelamerika und dem Atlantik liegen.

Der von OORT und RASMUSSEN berechnete Transport zeigt im Vergleich dazu in den niederen Breiten - bis 30°N - geringere Werte und ist im Bereich zwischen 30°N und 65°N etwas grösser als jener des Mittelungsabschnitts 1967-1976. Das Maximum wird allerdings ebenfalls bei 55°N erreicht. Die auftretenden Unterschiede sind jedoch nicht allzu groß und mit der anfangs dargestellten unterschiedlichen Datenverarbeitung zu erklären.

Im Oktober hat sich die Lage des Maximums über den gemäßigten Breiten nach Süden verlagert, von 55°N bis 50°N und sich etwas verstärkt. Dies deutet darauf hin, daß sich die Verteilung der sensiblen Energie in diesem Herbst-Monat schon weitgehend auf die winterlichen Verhältnisse umgestellt hat, denn auch im Winter finden die größten Transporte über einer Breite von 50°N statt. Dann ist jedoch das Maximum von dreifacher Größe. Der Vergleich mit den von OORT und RASMUSSEN berechneten Transporten zeigt, daß in beinahe allen Breiten höhere Werte bestimmt wurden. Das Maximum wird in 55°N erreicht, ist also im Verhältnis zu der April-Lage unverändert.

Ein Vertikalschnitt (ϕ, p) des meridionalen Transportes von sensibler Energie für das April-Mittel zeigt die Abb. 4.14a. Die größten Transporte sind über einer Breite von 55°N im 200 mb-Niveau mit $73.5 \text{ cal cm}^{-1}\text{s}^{-1}\text{mb}^{-1}$ und geringere Werte im 850 mb-Niveau zu finden.

Über den niederen und polaren Breiten ist ein negativer Transport in der unteren Troposphäre zu erkennen. Dieser reicht jedoch nicht aus, den Transport im vertikalen Mittel negativ werden zu lassen. Zum 700 mb-Niveau nehmen die Werte des meridionalen Wärmetransportes geringfügig ab und steigen - ähnlich wie bei der vertikalen Amplitudenverteilung der Temperaturwellen - zum 200 mb-Niveau wieder an. Bei der Besprechung der Phasendifferenzen wurde schon darauf hingewiesen, daß in diesem Niveau überwiegend positive Werte auftreten (siehe Abb. 3.35). Ein erneuter Abfall der Transportgröße ist schließlich gegen das 100 mb-Niveau hin zu beobachten.

Der gesamte mittlere meridionale Transport für jedes ausgewählte Druckniveau im April - dargestellt in Abb. 4.15 - zeigt lediglich im 850 mb-Niveau vereinzelt negative Werte, während er in der mittleren Troposphäre und der unteren Stratosphäre, bis auf die polaren Gebiete, positiv ist. Das bedeutet, daß die stehenden Wellen im Frühjahr bis auf die unteren Troposphärenschichten in allen Höhen bis zum 100 mb-Niveau aufwärts sensible Energie zum Pol hin transportieren, wobei dieser Fluß zwischen 50°N und 60°N seine größten Werte und jeweils in 35°N ein flaches Minimum annimmt.

Es soll nun auch wieder der Anteil der einzelnen Wellenzahlen an diesem mittleren meridionalen Transport erörtert werden. In der Abb. 4.16 wurden für jedes Druckniveau die Beiträge der Wellenzahlen 1, 2 und 3 sowie der Wellenzahlen 4-15 für den April getrennt aufgetragen.

Während in den Druckflächen 850 mb, 700 mb und 500 mb Wellenzahl 1 nur geringe Werte aufweist, nimmt ihr Einfluß mit zunehmender Höhe zu und sie erweist sich im Bereich der obe-

ren Troposphäre und unteren Stratosphäre als die dominierende Wellenzahl. In Übereinstimmung dazu tritt auch für das Temperatur- und Geopotentialfeld die erste Wellenzahl in diesen Höhen in den Vordergrund. Für einen negativen Transport ist in allen Niveaus, neben den Anteilen der Wellenzahlen 4-15, die zweite Wellenzahl verantwortlich zu machen. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß der Anteil der Wellenzahl 4 doch beträchtlich zum Transport beiträgt. Dies wird im 850 mb-Niveau besonders deutlich.

Schließlich sei noch auf die Wellenzahl 3 hingewiesen, welche in allen Niveaus - bis auf 200 mb - kaum geänderte positive Werte aufweist und neben Wellenzahl 1 große Bedeutung für den Transport der sensiblen Energie hat. Dies zeigt sich besonders deutlich im 500 mb- und 300 mb-Niveau, wo der positive Transport weitestgehend durch die dritte Wellenzahl bestimmt wird.

Die Verteilung der sensiblen Energie im April-Mittel für drei ausgewählte Druckniveaus, welche etwa die Verhältnisse der unteren, mittleren und oberen Troposphäre wiedergeben, präsentieren die Abb. 4.17-4.19.

Man erkennt aus der Abb. 4.17, gültig für die 850 mb-Fläche, daß über der Ostküste Nordamerikas und über dem ostasiatischen Kontinent mit 318 bzw. $160 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$ sowie mit 244 Einheiten über Osteuropa ein starker Energieaustausch erfolgt. Ein Vergleich mit der Abb. 3.8, welche die Verteilung der Temperatur in diesem Druckniveau aufzeigt, läßt erkennen, daß die Zentren mit starkem energetischen Austausch im Bereich der drei stehenden Wellentröge der nordhemisphärischen Zirkulation in Erscheinung treten. Neben den genannten Zentren mit nordwärtsgerichtetem Fluß von sensibler Wärmeenergie findet man noch ein weiteres ausgeprägtes Maximum mit $+402 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$ über dem nördlichen Atlantik. Im Gegensatz zu den oben genannten Maximalbereichen steht dieses Letztere jedoch (siehe Abb. 3.8) im Zusammenhang mit einem über dem Atlantik befindlichen Höhenrücken.

Im höher gelegenen 500 mb-Niveau (Abb. 4.18) verstärkt sich der positive Transportwert über Ostasien beträchtlich

($524 \text{ cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}$), ebenso auch jener über dem nördlichen Teil des Atlantiks ($708 \text{ cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}$), während über der Nordamerikanischen Küste und Osteuropa ein geringerer polwärts gerichteter Fluß festzustellen ist.

Die größten positiven Transporte treten schließlich in den hochtroposphärischen Druckniveaus (z.B. 200 mb) in Erscheinung (siehe Abb. 4.19). Über dem Breitenbereich zwischen 30°N und 90°N überwiegen deutlich die polwärtsgerichteten Transporte. Es sind in den gemäßigten und hohen Breiten vor allem vier Zentren mit maximalem positiven Transport festzustellen: über Zentralasien ($622 \text{ cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}$), über Alaska und dem nördlichen Pazifik ($341 \text{ cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}$) sowie über der Ostküste Nordamerikas ($636 \text{ cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}$). In diesen Gebieten wird jeweils Kaltluft nach Süden verfrachtet. Daneben findet sich über dem nördlichen Teil des Atlantiks ($504 \text{ cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}$) ein Gebiet, in welchem relativ warme Luft nach dem Pol hin transportiert wird. Diese großen positiven Flüsse von fühlbarer Wärmeenergie in den mittleren und hohen Breitenbereichen der Nordhemisphäre bewirken das schon im vertikalen Mittel festgestellte und beschriebene Maximum nahe 55°N (siehe dazu Abb. 4.13a). Daneben war in dieser Darstellung über den niederen Breiten (30°N) ein schwächeres sekundäres Maximum zu erkennen. Betrachtet man nochmals die Verteilung des sensiblen Wärmeenergietransportes im 850 mb-Niveau (Abb. 4.17), so finden sich weitere drei Zentren mit beträchtlichen und nordwärtsgerichteten Transporten über dem südwestlichen Teil des Pazifiks ($510 \text{ cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}$), über dem südlichen Teil der Vereinigten Staaten ($502 \text{ cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}$) und über dem südöstlichen Atlantik ($321 \text{ cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}$), deren Intensitäten jedoch zur mittleren Troposphäre (siehe Abb. 4.18) hin abnehmen und sich nach oben (200 mb-Niveau) wieder verstärken. Es handelt sich hierbei um Transporte warmer Luftmassen in die gemäßigte Breitenzone hinein.

Der Vertikalschnitt für den Oktober zeigt im wesentlichen ein nur wenig geändertes Bild des Transportes von sensibler Energie (siehe Abb. 4.13b) verglichen mit dem April.

So werden auch hier wieder maximale Transporte im 200 mb-Niveau erreicht, dies über einer Breite von 50°N mit einem Wert von $86.3 \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ mb}^{-1}$, während ebenfalls im 850 mb-Niveau über 55°N relativ hohe Werte auftreten. Betrachtet man den meridionalen Transport für jedes Druck-Niveau getrennt (Abb. 4.20), so fällt auf, daß sich im Herbst auch im 100 mb-Niveau im Bereich der niederen Breiten beträchtliche negative Werte einstellen, während im April bis auf Ausnahmen im 850 mb-Niveau der Transport positiv war. Dieses Verhalten erinnert an die Gegebenheiten, die im Wintermonat Januar zu beobachten sind. Jedoch werden im Januar über 20°N im 100 mb-Niveau negative Werte von -58 Einheiten erreicht und im Oktober nur -24 Einheiten. Dies zeigt deutlich die langsame Umstellung auf winterliche Verhältnisse. Maximale Flüsse der sensiblen Energie sind, wie schon oben erwähnt, über einer Breite von 55°N im 200 mb-Niveau zu erkennen.

Den Anteil der einzelnen Wellenzahlen am mittleren meridionalen Transport zeigt schließlich die Abb. 4.21 für den Herbst. In den mittleren und höheren Niveaus ist hauptsächlich die erste Wellenzahl für den positiven Energiefluß verantwortlich zu machen. Daneben kommt der zweiten Wellenzahl eine große Bedeutung zu. Im 850 mb-Niveau und im 700 mb-Niveau zeigen beide (Wellenzahl 1 und 2) fast gleichgroße Werte.

Während im April überwiegend der zweiten Wellenzahl große Bedeutung für den negativen Transport zukam, werden im Oktober lediglich im 100 mb-Niveau über den niedrigen Breiten (20°N bis 40°N) beträchtliche negative Flüsse fühlbarer Wärmeenergie durch Wellenzahl 2 getätigt.

Die Summe der Anteile der Wellenzahlen 4-15 spielt, im Gegensatz zum April, für den Transport nur eine geringe Rolle.

Nach einer im Sommerhalbjahr stets feststellbaren Abnahme der Intensität der Allgemeinen Zirkulation, die auch mit einer Abnahme der Intensität der nordwärts gerichteten Transporte von sensibler Energie einhergeht (siehe dazu OSTHAUS, 1978), nimmt der sensible Wärmetransport im Herbst wieder an Stärke zu.

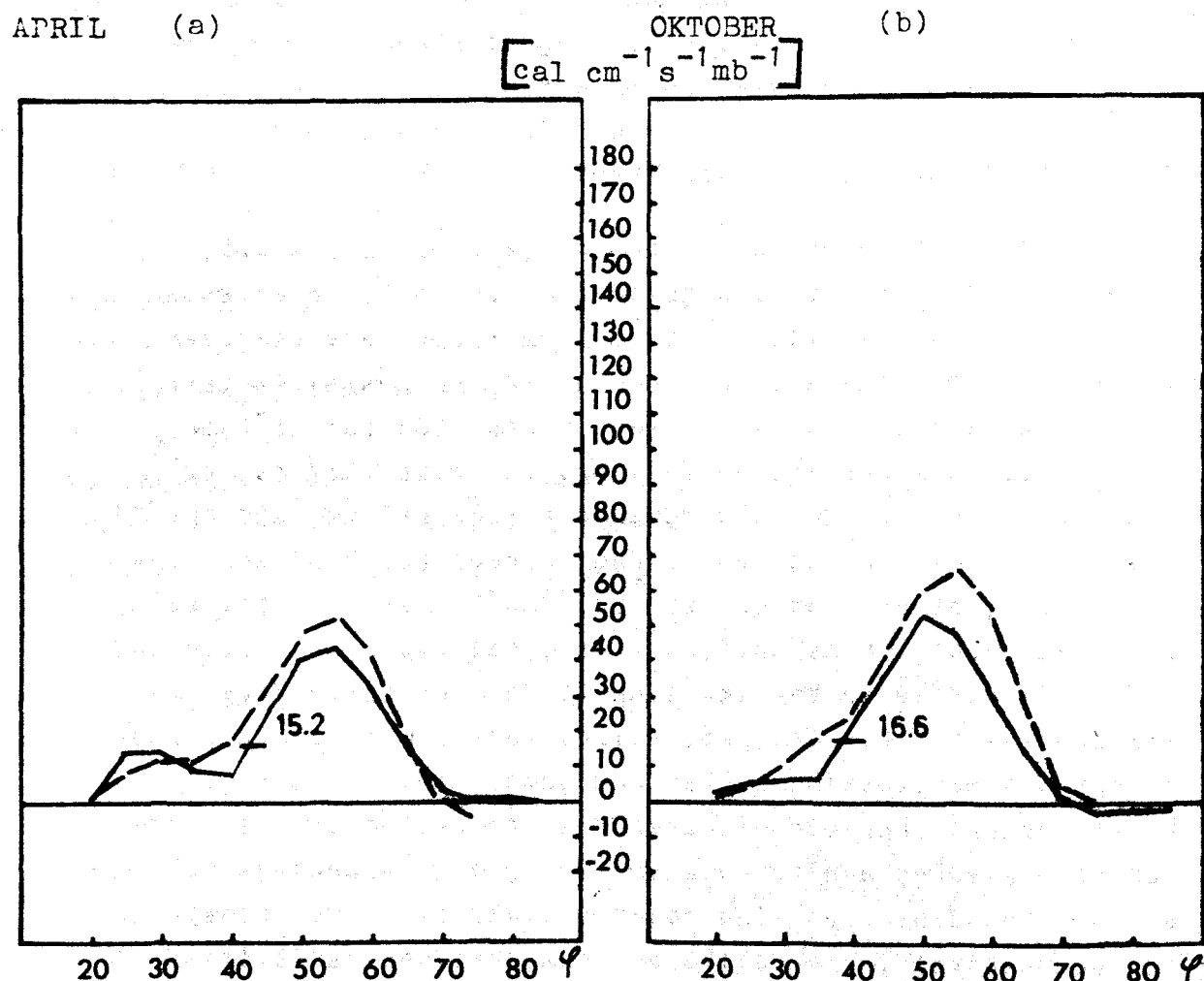
Die Verteilung des sensiblen Energietransportes in der unteren Troposphäre (850 mb) für den Oktober zeigt die Abb. 4.22. Man stellt zunächst im Vergleich mit dergleichen Darstellung für den April keine allzu großen Unterschiede fest. So verschiebt sich die Lage der Maxima des polwärts gerichteten Flusses fühlbarer Wärmeenergie über den gemäßigten Breiten ein wenig nach Westen, bei einer gleichzeitigen leichten Verlagerung nach Süden. Grundsätzlich kann in diesem Breitenbereich eine flächenmäßig ausgedehntere positive Transportverteilung festgestellt werden. Über 55°N erkennt man im Oktober einen fast in sich geschlossenen Gürtel mit nordwärts gerichtetem Einergliedfluß. Als Ausnahmen sind schwache negative Werte über Europa und über dem Gebiet östlich des Urals feststellbar.

Im Vergleich mit der früher präsentierten Verteilung der Temperatur für das 850 mb-Niveau (Abb. 3.14) läßt erkennen, daß im Bereiche der Tröge jeweils auch die Zentren mit dem größten positiven Fluß sensibler Energie über Ostasien ($453 \text{ cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}$), über der Westküste Kanadas ($69 \text{ cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}$) lokalisiert sind. Über dem westlichen Teil des Pazifiks ($376 \text{ cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}$) und dem nördlichen Atlantik ($446 \text{ cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}$) treten im Gegensatz zu den eben genannten Zentren Transporte von relativ warmen Luftmassen nach Norden in Erscheinung (Rückenlage). In der näheren Umgebung des Nordpols wird durch die stehenden Wellen sensible Energie nach Süden transportiert. Dies kann durch eine polwärts gerichtete Bewegung von kalter Luft aus den Kältezentren über Nordkanada und Nordsibirien erklärt werden. In der mittleren Troposphäre (siehe Abb. 4.23) sind in den

gemäßigten Breiten hauptsächlich zwei Zentren positiven Transportes feststellbar (über Ostasien ($645 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$) und über dem nördlichen Teil des Pazifiks ($522 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$), welche sich im Vergleich zum 850 mb-Niveau nach Nordwesten verlagert haben. Beide stehen in einem unmittelbaren Zusammenhang mit der Lage der Polarfront im 500 mb-Niveau. Hier wird kalte Luft gegen die niederen Breiten transportiert.

In der hochtroposphärischen Schicht (200 mb, siehe Abb. 4.24) findet sich über den gemäßigten und hohen Breitenbereichen ein Gürtel mit positivem Wärmefluß, hervorgerufen durch die stehenden Wellen. In den Zentren desselben über der Ostküste des asiatischen Kontinents ($533 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$), über dem westlichen Teil des Pazifiks ($517 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$), der Ostküste Nordkanadas ($288 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$) und über einem breiten Gebiet über Europa bis hin nach Zentralasien (262 und $335 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$) wird relativ kalte Luft nach Süden transportiert (siehe dazu auch Abb. 3.16 und 3.32). Im mittleren Vertikalschnitt des sensiblen Energie-transportes im Oktober (Abb. 4.13b) kann somit das Zustandekommen des Hauptmaximums über den gemäßigten Breiten gut erklärt werden. Über den niederen Breiten deutet sich in dieser Darstellung, ähnlich wie im April, ein sekundäres Maximum an. Der Grund hierfür sind relativ große positive Transporte im 850 mb-Niveau, ein Relikt der sommerlichen Verhältnisse, über Kalifornien und dem südlichen Pazifik. Diese werden jedoch durch die negativen Transporte sensibler Wärmeenergie über Arabien ($199 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$) und dem Himalaja ($474 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$) kompensiert, so daß im vertikalen Mittel über diesem Breitenbereich ein nur geringer Wert erreicht werden kann.

Ähnliches gilt auch für das 500 mb- und 200 mb-Niveau. Hier besteht jedoch eine Umkehr der eben beschriebenen Verhältnisse, so daß in niederen Breiten die Zentren positiven Transportes überwiegend auf der östlichen Halbkugel zu finden sind.

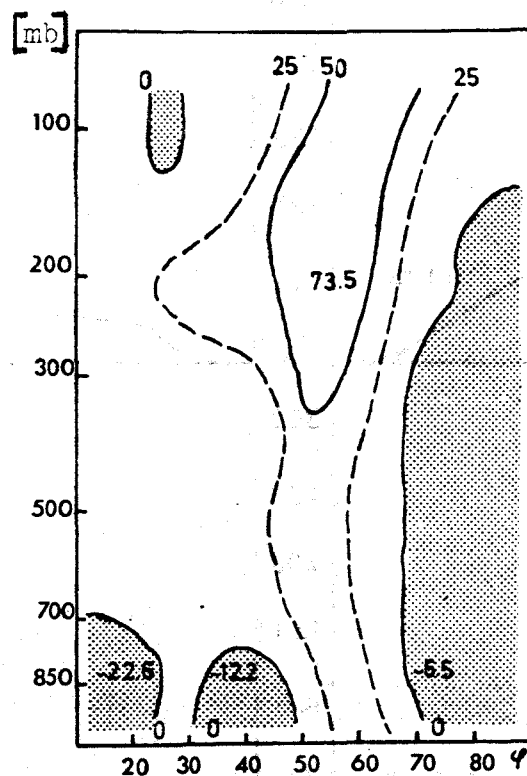


Vertikales Mittel des Transportes von sensibler Energie durch stehende Wellen als Funktion der Breite, gewichtet mit dem $\cos \varphi$. Die Zahlen geben das Mittel über die Breiten an.

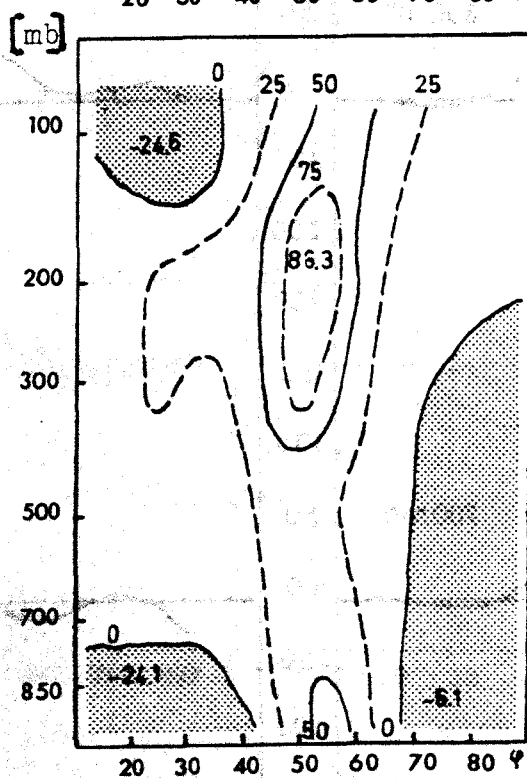
Transport-Mittel 1967-76 —————

CORT u. RASMUSSEN - - - - -

Mit dem $\cos \varphi$ gewichteter meridionaler Transport
von sensibler Energie durch stehende Wellen
in $[\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{mb}^{-1}]$.



APRIL (a)

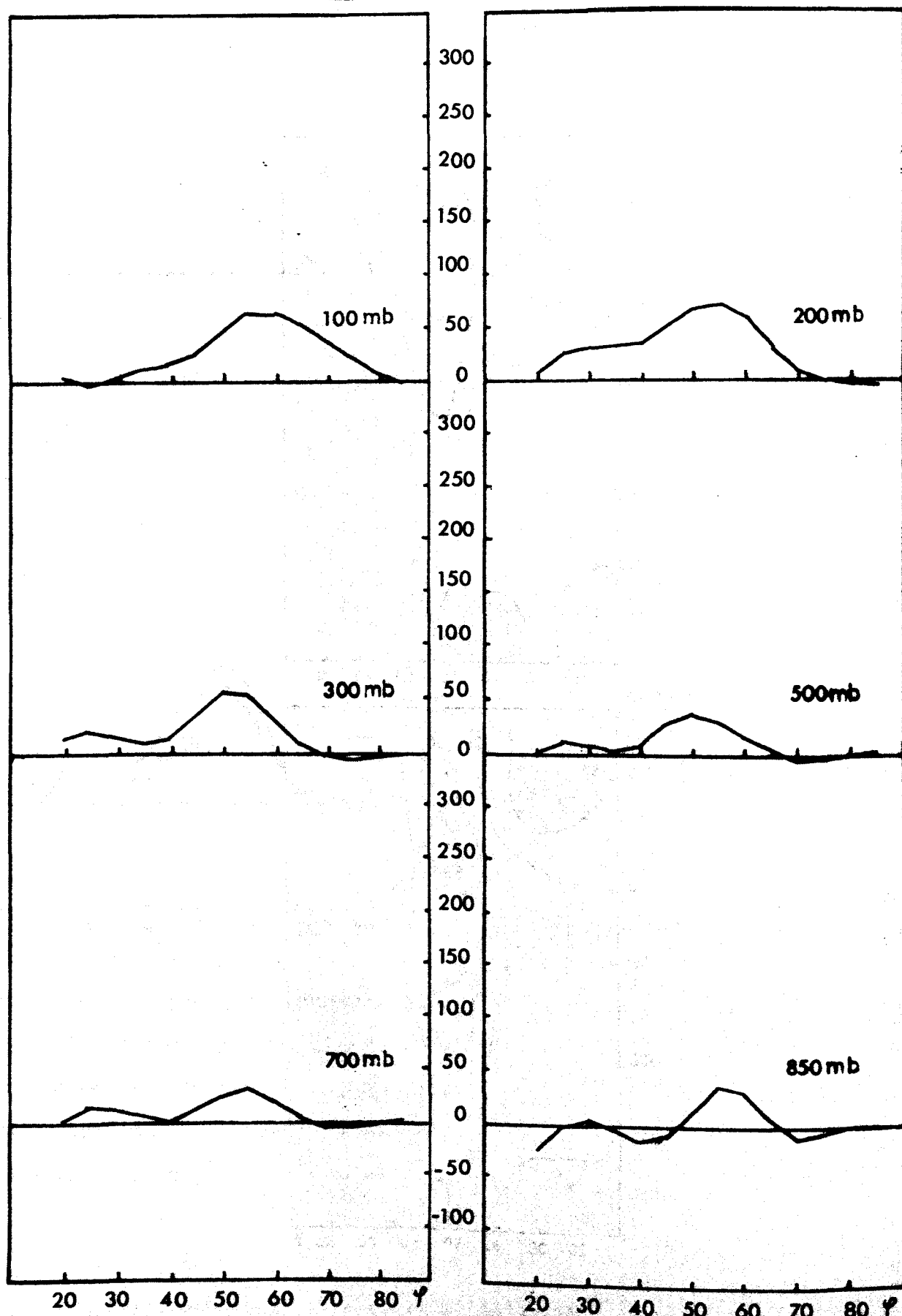


OKTOBER (b)

APRIL

- 100 -

$\left[\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{mb}^{-1} \right]$



Mit dem $\cos \varphi$ gewichteter mittlerer meridionaler Transport von sensibler Energie durch stehende Wellen in $\left[\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{mb}^{-1} \right]$.

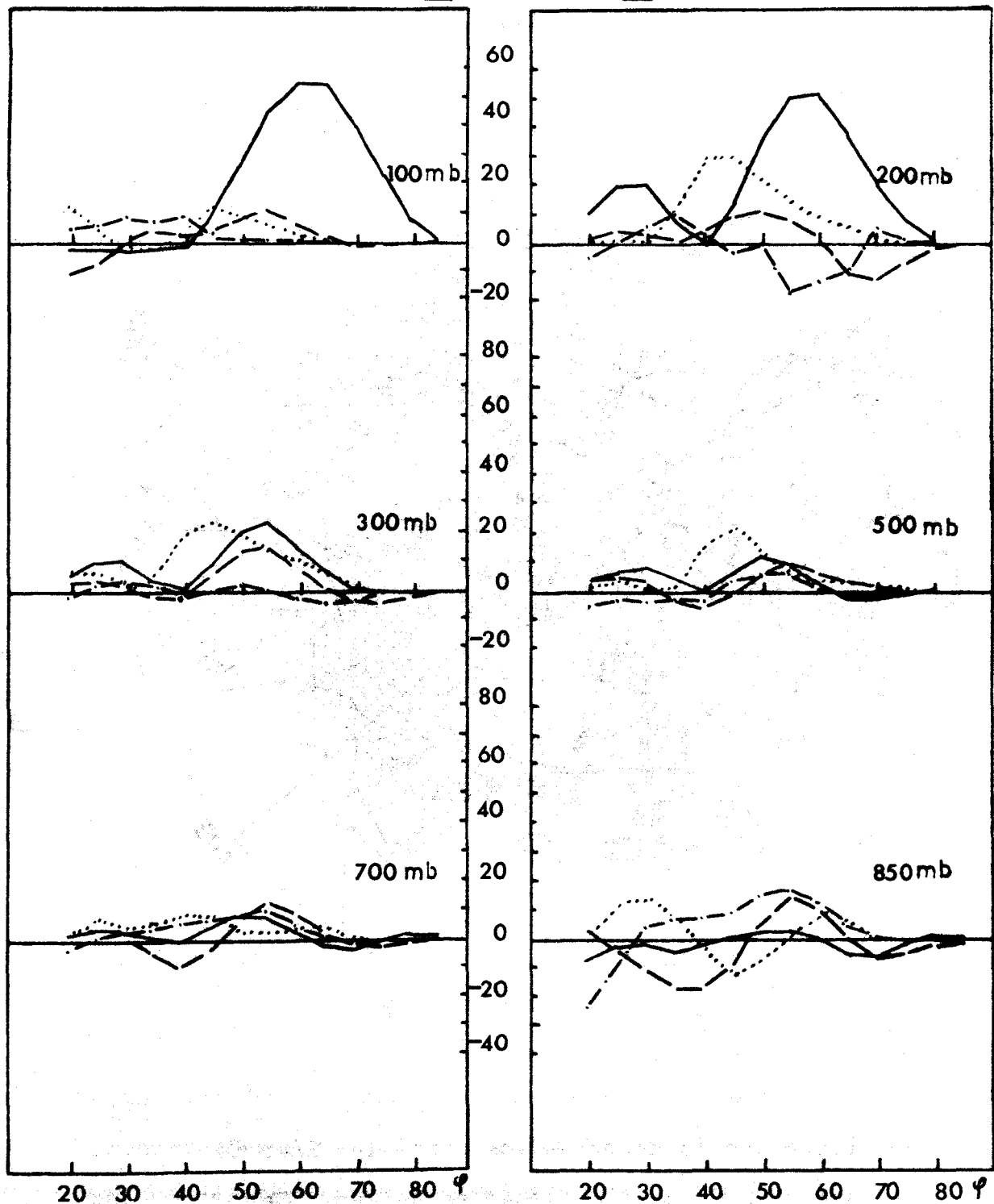
APRIL

- 101 -

Wellenzahl:

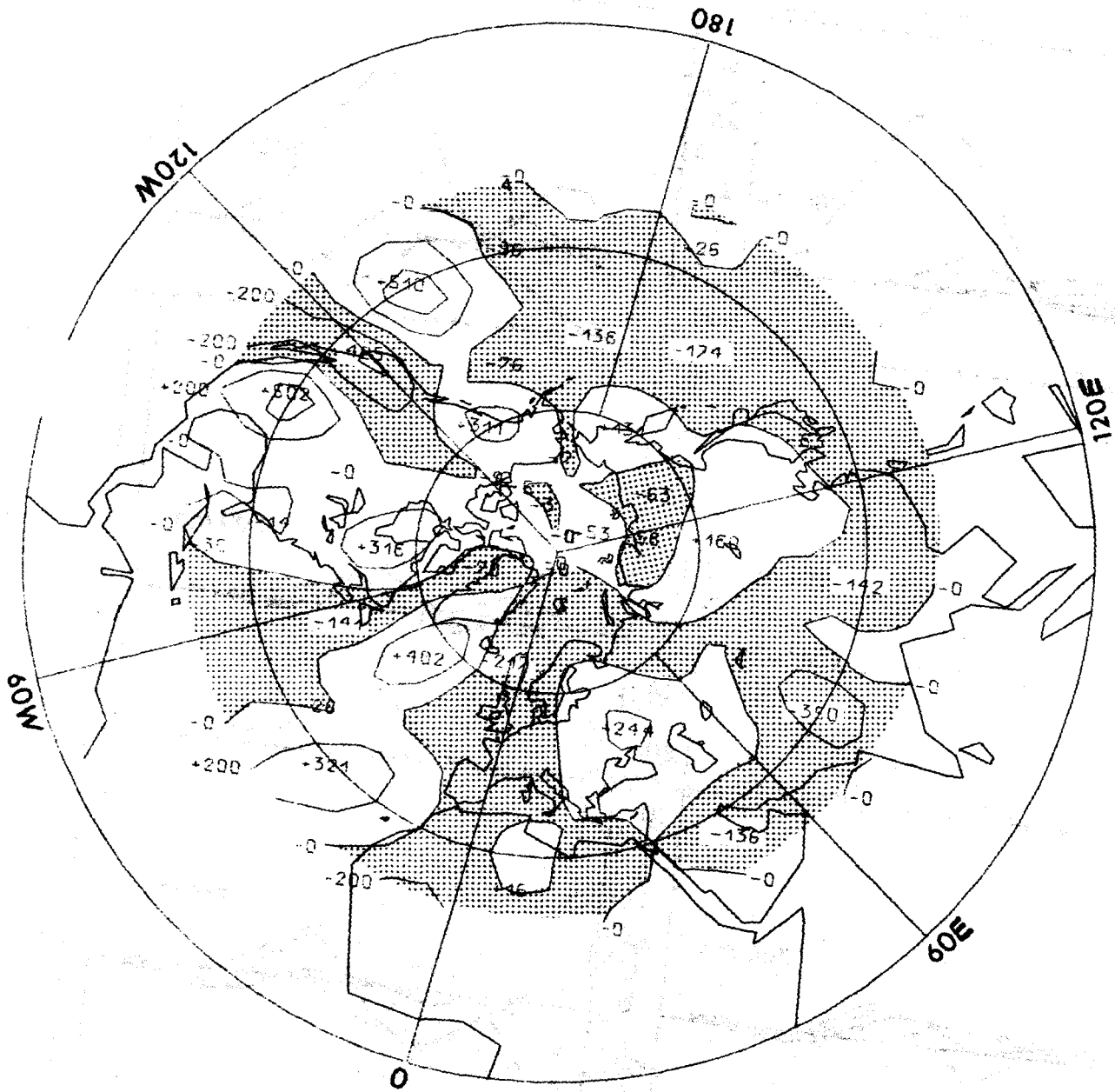
1 —————
2 - - - - -
3
4-15 - · - · -

$\left[\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{mb}^{-1} \right]$

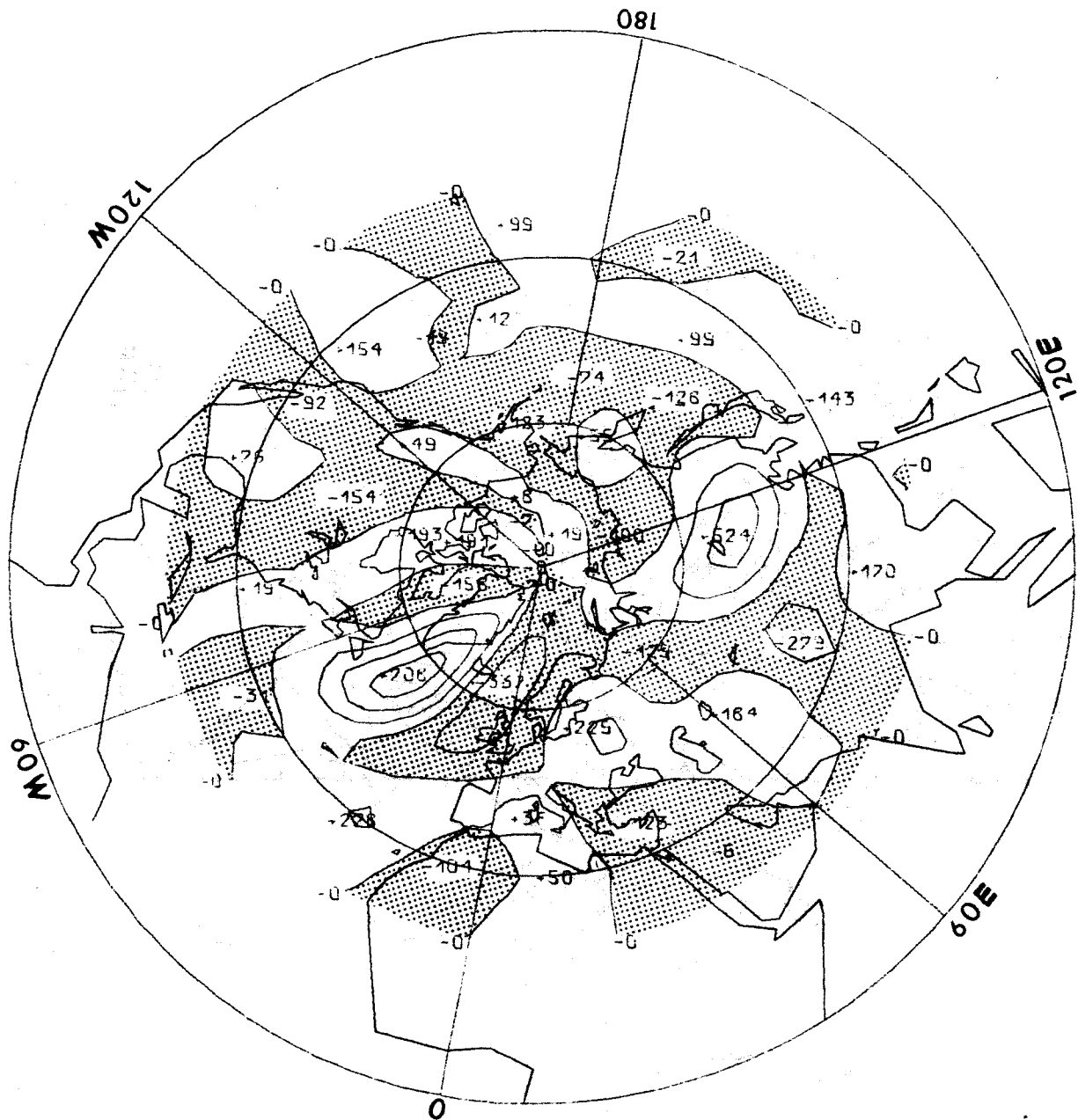


Anteil der Wellenzahlen 1, 2, 3 und 4-15 am mittleren meridionalen
Transport von sensibler Energie durch stehende Wellen in
 $\left[\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{mb}^{-1} \right]$.

Abb. 4.16



Verteilung des Transportes von sensibler Energie
hervorgerufen durch die stehenden Wellen. Der
Abstand der Isoplethen beträgt $200 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$.
Druckniveau: 850 mb



Verteilung des Transportes von sensibler Energie
hervorgerufen durch die stehenden Wellen. Der
Abstand der Isopleten beträgt $200 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$.
Druckniveau: 500 mb

Abb. 4.12

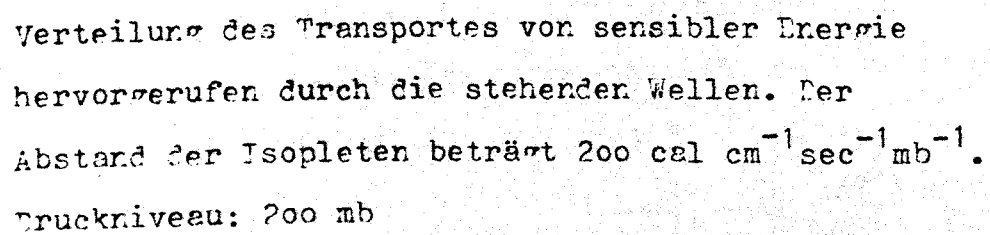
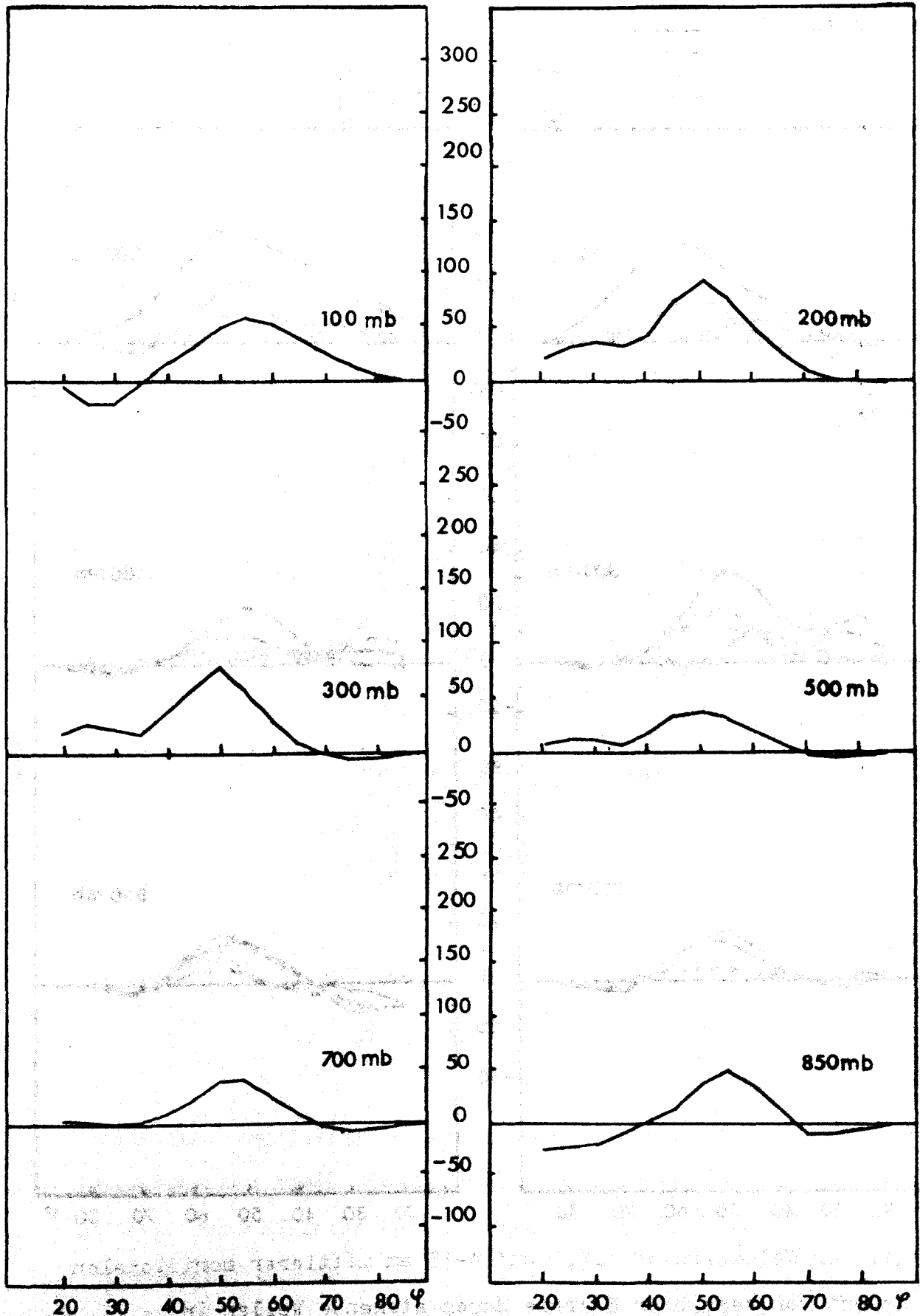


Abb. 4.19

OKTOBER

$[\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{mb}^{-1}]$

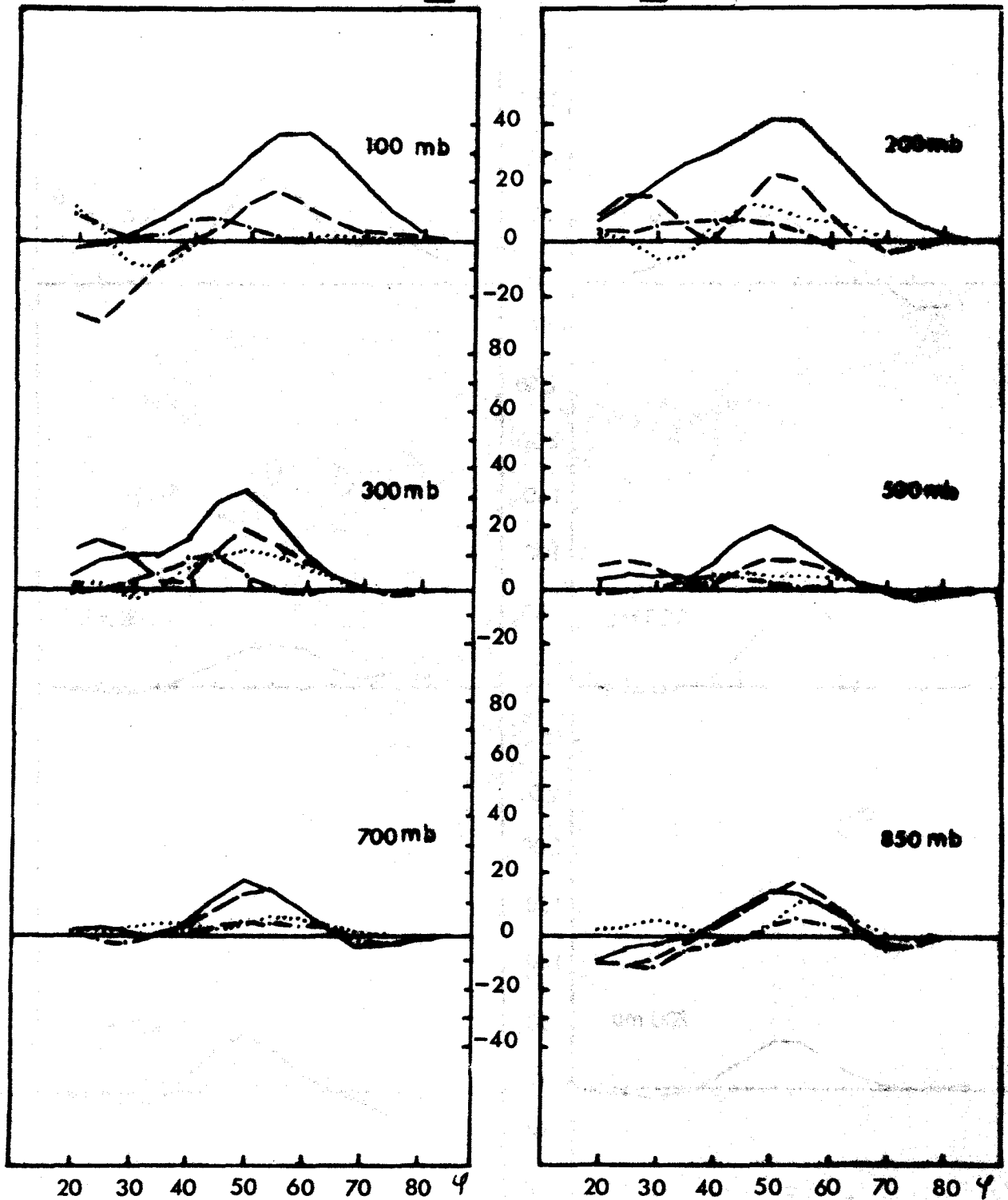


Mit dem $\cos \varphi$ gewichteter mittlerer meridionaler Transport von sensibler Energie durch stehende Wellen in $[\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{mb}^{-1}]$.

OKTOBER

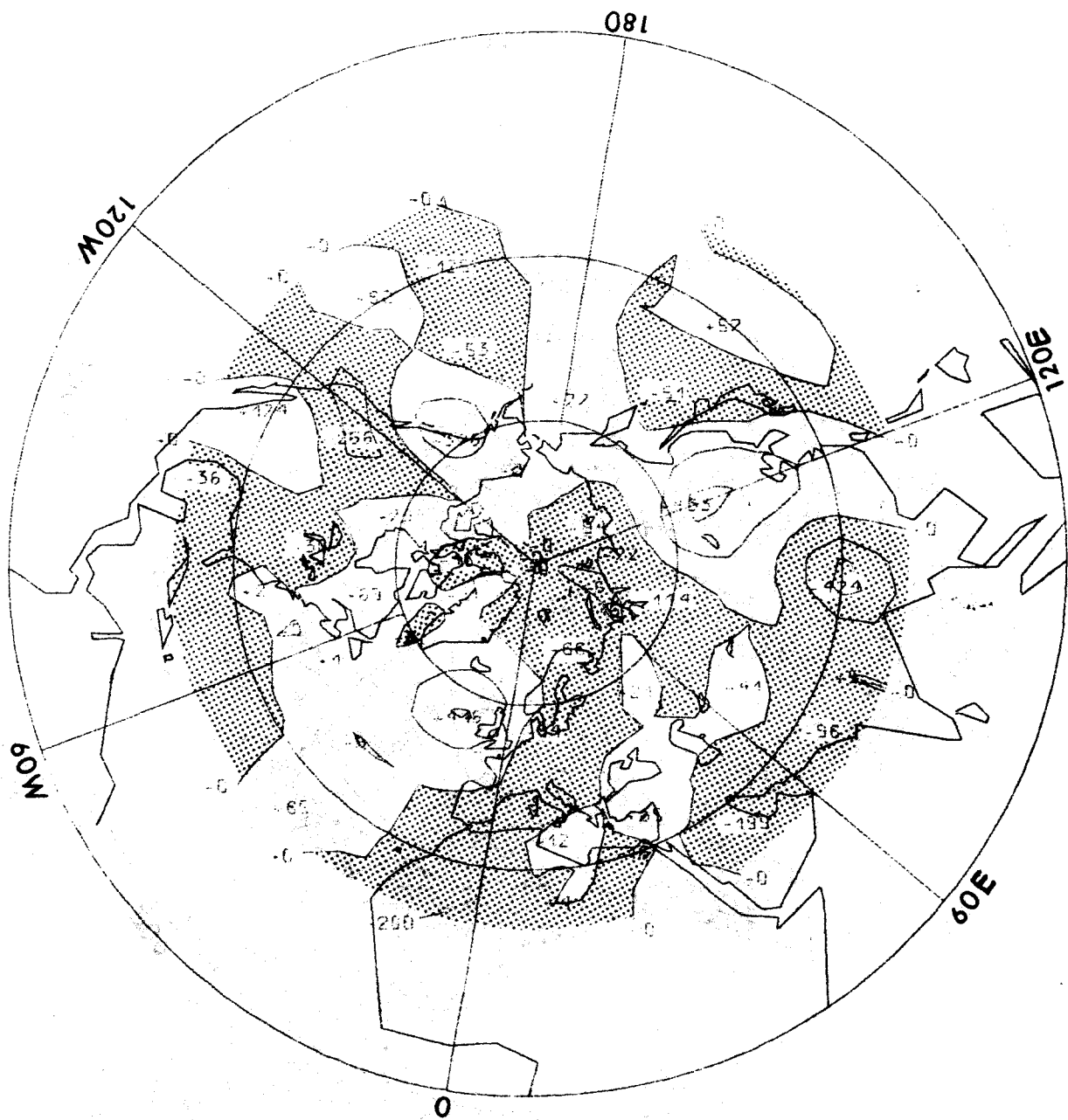
Wellenzahl: 1 ———
 2 - - - -
 3
 4-15 - · - · -

$\left[\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{mb}^{-1} \right]$



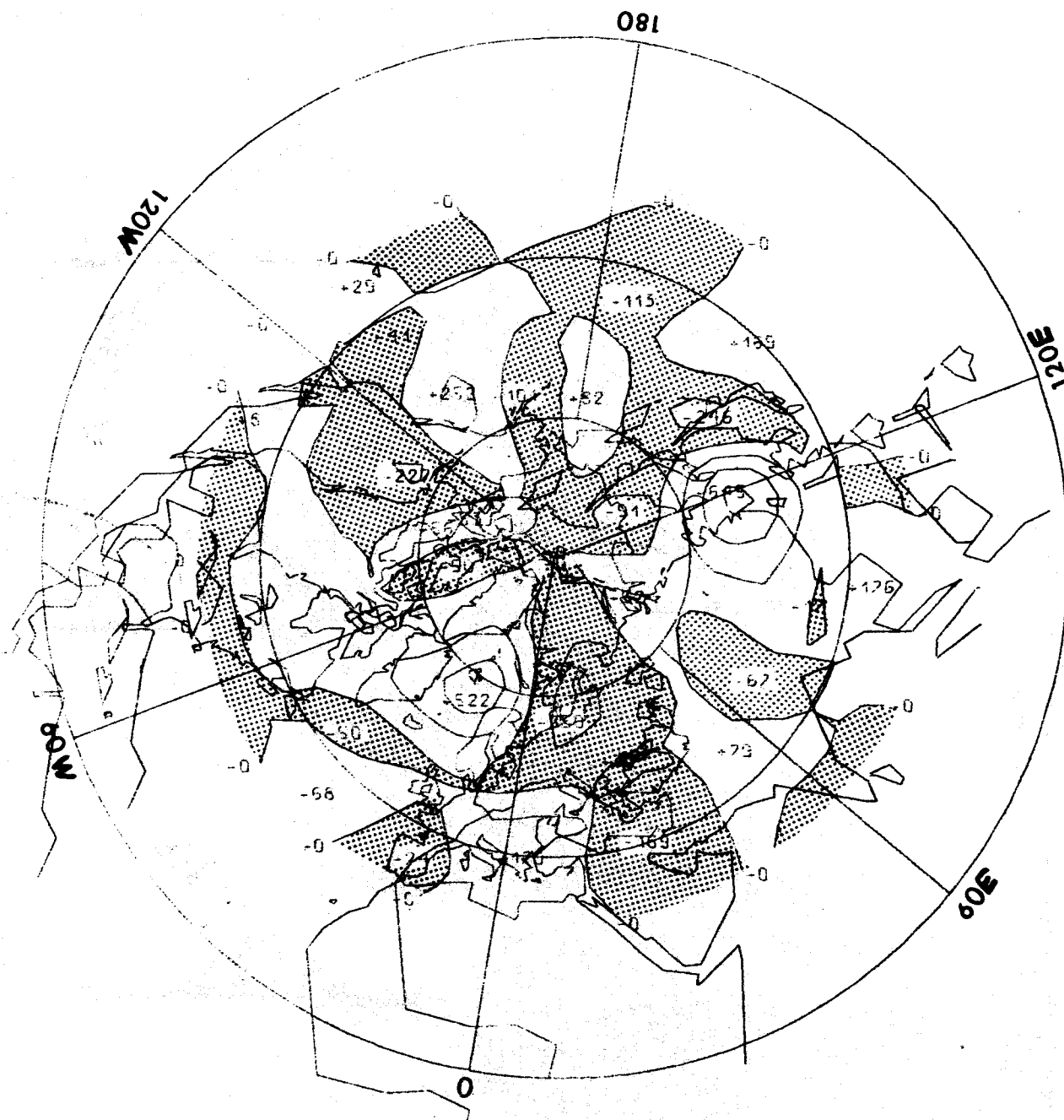
Anteil der Wellenzahlen 1, 2, 3 und 4-15 am mittleren meridionalen
 Transport von sensibler Energie durch stehende Wellen in
 $\left[\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{mb}^{-1} \right]$.

OKTOBER-Mittel 1967-1976



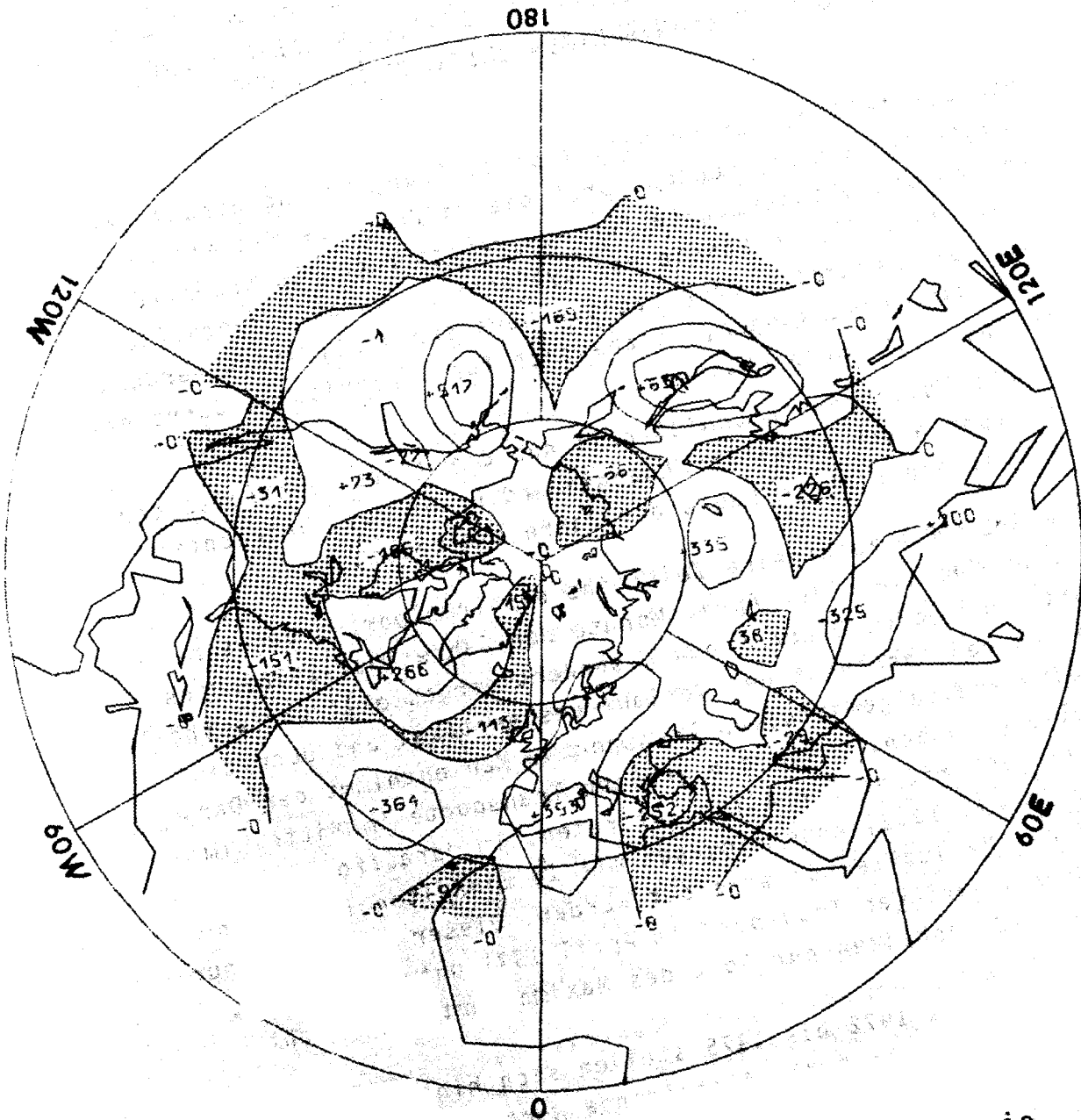
Verteilung des Transportes von sensibler Energie
hervorgerufen durch die stehenden Wellen. Der
Abstand der Isopleth beträgt $200 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$.
Druckniveau: 850 mb

Abb. 4.22



Verteilung des Transportes von sensibler Energie
hervorgerufen durch die stehenden Wellen. Der
Abstand der Isopleten beträgt $200 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$.
Druckniveau: 500 mb

OKTOBER-Mittel 1967-1970



Verteilung des Transportes von sensibler Energie
hervorgerufen durch die stehenden Wellen. Der
Abstand der Isoplethen beträgt $200 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ mb}^{-1}$.
Druckniveau: 200 mb

Abb. 4.24

5. ZEITLICHE VERÄNDERLICHKEIT DER DURCH STEHENDE WELLEN HERVORGERUFENE TRANSPORT VON SENSIBLER ENERGIE UND DREHIMPULS IM ZEHNJÄHRIGEN ZEITRAUM 1967-1976

Die Darstellung der Verhältnisse im Frühjahr und Herbst erfolgte im Vorhergehenden durch die Bildung des Mittels aller April- und Oktobermonate für den zehnjährigen Zeitraum von 1967 bis 1976. So konnte das typische Zirkulationsverhalten der oben genannten Jahreszeiten herauskristallisiert werden, ohne die Schwankungen, welche sich für verschiedene Jahre ergeben, zu berücksichtigen.

In dem folgenden Abschnitt soll nun die Variationsbreite der Transporte von sensibler Energie und Drehimpuls betrachtet werden, die sich im Laufe der Jahre einstellt.

Die Abb. 5.1 zeigt eine Zeitreihe des Transportes von sensibler Energie aller April-Monate der Jahre 1967-1976. Diese wurde für jedes Druckniveau gesondert dargestellt und enthält im unteren Abschnitt den Verlauf des vertikal und über die Breitenkreise gemittelten Transports. Man entnimmt der Darstellung zunächst, daß die größten Transporte im Mittel im April 1967 mit 40 Einheiten auftreten. Im darauffolgenden Jahr (April 1968) kann hingegen mit 16 Einheiten lediglich 40 % des Maximalwertes erreicht werden. Dieser Wert wird nur durch den geringen Transport im April 1971 unterschritten, der mit 12 Einheiten nur 30 % des Maximalwertes erreicht.

Im Zeitraum von 1972 bis 1975 stellen sich hingegen kaum Schwankungen ein (0.8 %). Ansteigende Werte zeigt dann wieder der April 1976; diese machen 85 % des Maximalwertes aus.

Um die zu Beginn der Diskussion beschriebene große Variation zwischen den aufeinanderfolgenden Jahren 1967 und 1968 im April anschaulich zu machen, wurde in der Abb. 5.2 die vertikal gemittelten Transporte beider Jahre in Abhängigkeit von der geographischen Breite dargestellt.

Sie zeigt, daß sich im April 1968 zwei Maxima ausbilden,

über 35°N und 60°N . Das Minimum liegt über 45°N und macht nur 13 % des Wertes aus, der über derselben Breite im April 1967 erreicht wird. Die Breite der größten Varianz kann somit als 45°N angegeben werden.

Eine nur geringe Verschiebung (5°) in der Lage des Maximums ist hingegen über den gemäßigten Breiten festzustellen, wobei hier dennoch eine Schwankungsbreite von knapp 54 % auftritt.

Betrachtet man in der Abb. 5.1 die Zeitreihe der Flächenmittel aller Druckniveaus, so erkennt man, daß der Extremwert im April 1967 auf einen sehr großen Wert im 200 mb-Niveau zurückzuführen ist (64 Einheiten), während der schwache Transport im April 1968 sich aus den geringen Werten zwischen dem 850 mb- und 500 mb-Niveau ergibt.

Die geringen Schwankungen, die sich für den Zeitraum von 1972 bis 1975 zeigten, sind mit einer Kompensation der Transporte zwischen der unteren und oberen Troposphäre zu erklären. So werden die relativ geringen Werte im 850 mb-Niveau mit hohen Werten im 200 mb-Niveau ausgeglichen. Dies gilt in ähnlicher Weise auch für den April 1968.

Die folgenden beiden Darstellungen sollen die beträchtlichen Unterschiede im Transportverhalten der einzelnen April-Monate in Abhängigkeit von der Breite (Abb. 5.3) und der Höhe (Abb. 5.4a) noch einmal verdeutlichen.

In Abb. 5.3 wurde das vertikale Mittel des mittleren meridionalen Transportes von sensibler Energie für jedes Jahr im Zeitraum von 1967-1976 in Abhängigkeit von der geographischen Breite aufgetragen. Es fällt zunächst ein sehr unregelmäßiger Verlauf der Kurven auf, der zumeist durch zwei Maxima charakterisiert ist; im Bereich von 35°N befindet sich jeweils das Minimum (Ausnahmen bilden die Jahre 1967 und 1971).

Ferner stellt sich südlich von 25°N und nördlich von 65°N ein negativer Transport ein.

In den Breitenbereichen von 20° - 35° N und 40° - 65° N zeigt sich ein breites Werte-Spektrum. Dabei wird jedoch die Kurve des April 1967 nicht überschritten - einzige Ausnahme: April 1976 -, so daß man diese als "Einhüllende" der Kurven der Jahre 1968 bis 1976 bezeichnen könnte.

Die Abhängigkeit des Transportes von sensibler Energie von der Höhe in den einzelnen April-Monaten zeigt Abb. 5.4a.

Grob kann man eine Klassifizierung in zwei unterschiedliche Typen vornehmen:

- a) Es werden jeweils im 200 mb-Niveau maximale Werte erreicht, die zum 100 mb-Niveau hin beträchtlich abfallen.
In der unteren und mittleren Troposphäre zeichnet sich ein leichtes Ansteigen der Werte zum 200 mb-Niveau ab.
(April der Jahre: 1967, 1968, 1970, 1973, 1974, 1976).
- b) Die größten Transportwerte werden im 500 mb- und 100 mb-Niveau erreicht, bei gleichzeitig minimalen Werten im 300 mb-Niveau.
(April der Jahre: 1969, 1971, 1972, 1975).

Die Kurve des April 1968 zeigt einen sehr stetigen, fast geraden vertikalen Verlauf.

Der Verlauf des Transportes von sensibler Energie als Zeitreihe für alle Oktober-Monate von 1967-1976 im Flächen- bzw. Höhenmittel wird in der Abb. 5.5 dargestellt.

Betrachtet man zunächst die Veränderlichkeit des Transportes im Höhenmittel, so fällt der große Wert auf, der im Oktober 1974 erreicht wird, während hingegen im Jahre 1973 und 1975 jeweils die geringsten Transporte zu verzeichnen sind.

Der Verlauf von 1967 bis einschließlich 1972 kann bei maximalen Schwankungen um 27 % als relativ ausgeglichen beschrieben werden. Dieser entsteht ebenfalls, wie schon für die April-Monate erwähnt, durch eine Kompensation der Transporte zwischen dem 850 mb-Niveau und der oberen Troposphäre bzw. der unteren Stratosphäre. Für die Jahre 1973, 1974, 1975

und 1976 kann jedoch kein solch gegenläufiges Verhalten beobachtet werden.

Die geringsten Transporte finden in den unteren Troposphärenschichten statt und nehmen zum 300 mb- und 200 mb-Niveau hin stetig zu.

Das vertikale Mittel des Transportes der sensiblen Energie für alle Oktober-Monate des Zeitraumes von 1967-1976 in Abhängigkeit von der geographischen Breite zeigt Abb. 5.6. Auch hier überragt die Kurve des Jahres 1974 alle übrigen beträchtlich. Als charakteristisches Merkmal aller Oktober-Monate läßt sich angeben, daß zumeist ein positiver Verlauf auftritt.

Es werden im allgemeinen - wie im April - zwei Extrema gebildet, über ca. 25°N und der Breitenzone von 50° - 55°N , wobei das Maximum über den gemäßigten Breiten dominierend ist. Das Flächenmittel des mittleren meridionalen Transportes von sensibler Energie im Oktober der Jahre 1967-1976 in Abhängigkeit von der Höhe zeigt die Abb. 5.4b.

Während im April eine Klassifizierung in zwei Typen vorgenommen werden mußte, stellen sich die Verhältnisse für die Oktober-Monate uniformer dar..So nehmen die Werte zumeist in der mittleren Troposphäre leicht ab, um dann im 200 mb-Niveau maximale Werte anzuzeigen. Zum 100 mb-Niveau hin findet ein erneuter Abfall statt.

Die Zeitreihen des Flächenmittels des mittleren Meridionalen Drehimpulstransports der April-Monate sind in der Abb. 5.7 dargestellt. Es wurden dabei jeweils die positiven und negativen Mittel (Flächen- und vertikales Mittel) voneinander getrennt in das Bild aufgenommen.

Durch die Bildung der Differenz der Kurvenwerte eines Jahres kann der Absolutbetrag des Transportes bestimmt werden. Betrachtet man das Hemisphärenmittel, so fällt zunächst eine annähernde Parallelität der positiven und negativen Kurvenverläufe auf. Es besteht also eine Kombination von großen

positiven und geringen negativen Werten und umgekehrt. Die Breite, in der das Vorzeichen wechselt, wurde ebenfalls in die Darstellung aufgenommen. Da dieser Wechsel überwiegend in den gemäßigten Breiten vonstatten geht, wird Drehimpuls in relativ südliche Breiten transportiert. Besonders groß wird der genannte Transport im April 1969, während ein extrem gegensätzlicher Fluß von Drehimpuls im April 1975 auffällt.

Beide Jahre werden daher noch einmal gesondert in der Abb. 5.8 dargestellt, welche das vertikale Mittel als Funktion der geographischen Breite beinhaltet.

Zwischen beiden Extremen bewegen sich die Transportverteilungen aller übrigen April-Monate, wobei die gemäßigten Breiten eine Sonderstellung einnehmen, denn hier zeigen sich im Gegensatz zum April 1975 ebenfalls große positive Werte, wie die Abb. 5.9. veranschaulicht.

Als charakteristische Gemeinsamkeit aller Jahre ist jedoch zu erwähnen, daß die größten Transporte ausnahmslos im 200 mb-Niveau bewerkstelligt werden.

Im Gegensatz zu dem Kompensationsmechanismus, welcher für den Transport von sensibler Energie beobachtet werden konnte, wird der Kurvenverlauf des Drehimpulstransportes mit zunehmender Höhe kaum geändert, d.h. es werden in der gesamten Troposphäre und der unteren Stratosphäre kontinuierlich positive bzw. negative Werte verzeichnet, so daß sich der Verlauf der Kurven im 100 mb-Niveau nur geringfügig von dem des Hemisphärenmittels unterscheidet.

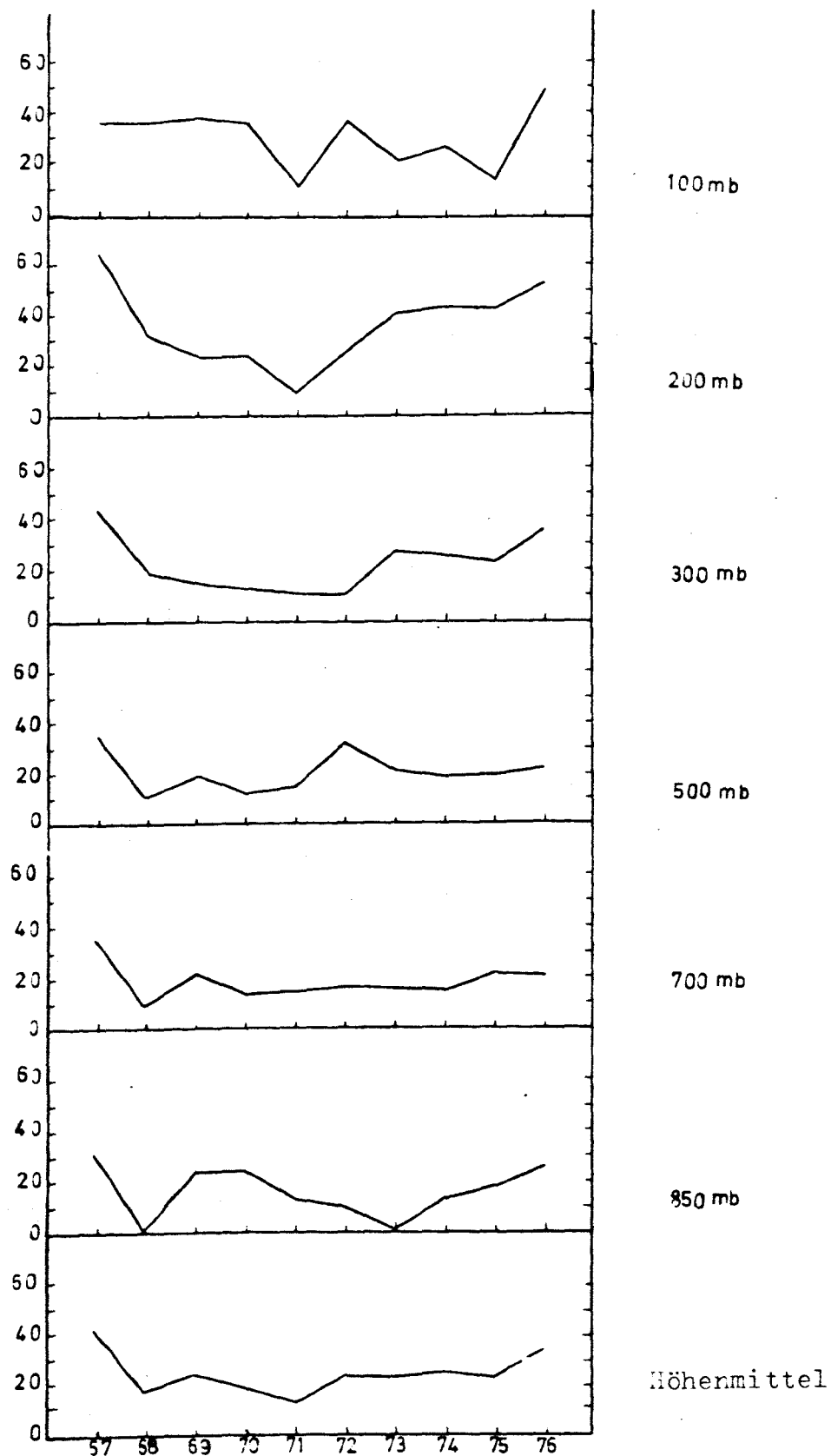
Im Oktober wurden ebenfalls Zeitreihen aufgestellt, die in der Abb. 5.10 gezeigt werden.

Diesen kann man, abgesehen von den dort geringeren Werten, die schon im April diskutierten Ergebnisse entnehmen, wenngleich die Varianz im Verlauf der Jahre kein so breites Spektrum zeigt, siehe dazu Abb. 5.11.

Hier liegen die Kurven in dem betrachteten Zeitraum "gebündelter" nebeneinander, wobei die obere bzw. untere Einhüllende durch die Oktober-Monate der Jahre 1967 und 1975 gebildet wurde.

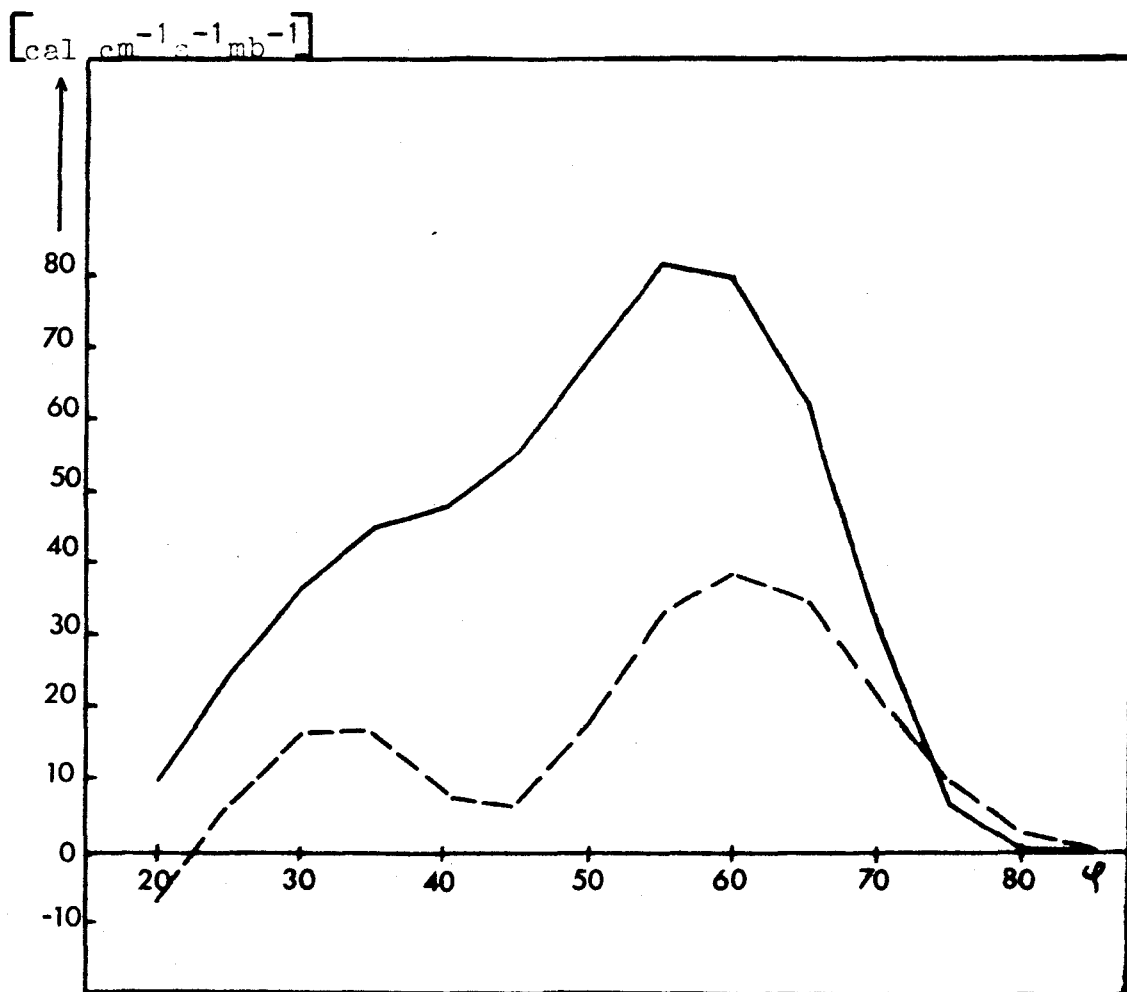
APRIL Zeitreihe für 1967 bis 1976

$[\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{mb}^{-1}]$



Flächenmittel des mittleren meridionalen Transportes von sensibler Energie durch die stehenden Wellen im April.

APRIL 1967 und 1968



Vertikal gemittelter Transport von sensibler Energie durch stehende Wellen in $[\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{mb}^{-1}]$ als Funktion der geographischen Breite φ , gewichtet mit dem Cosinus von φ .

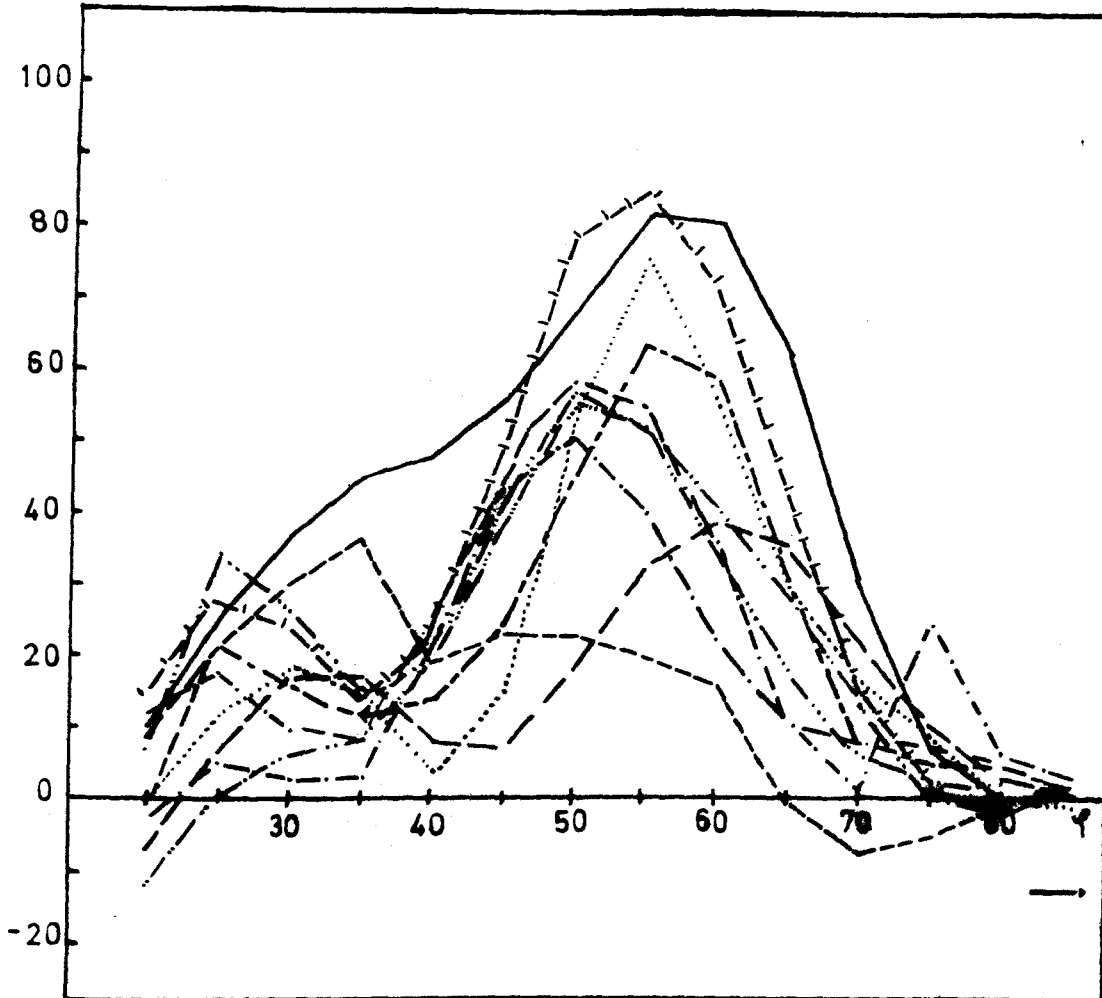
April 1967 ———

April 1968 - - -

Abb. 5.2

APRIL 1967 - 76

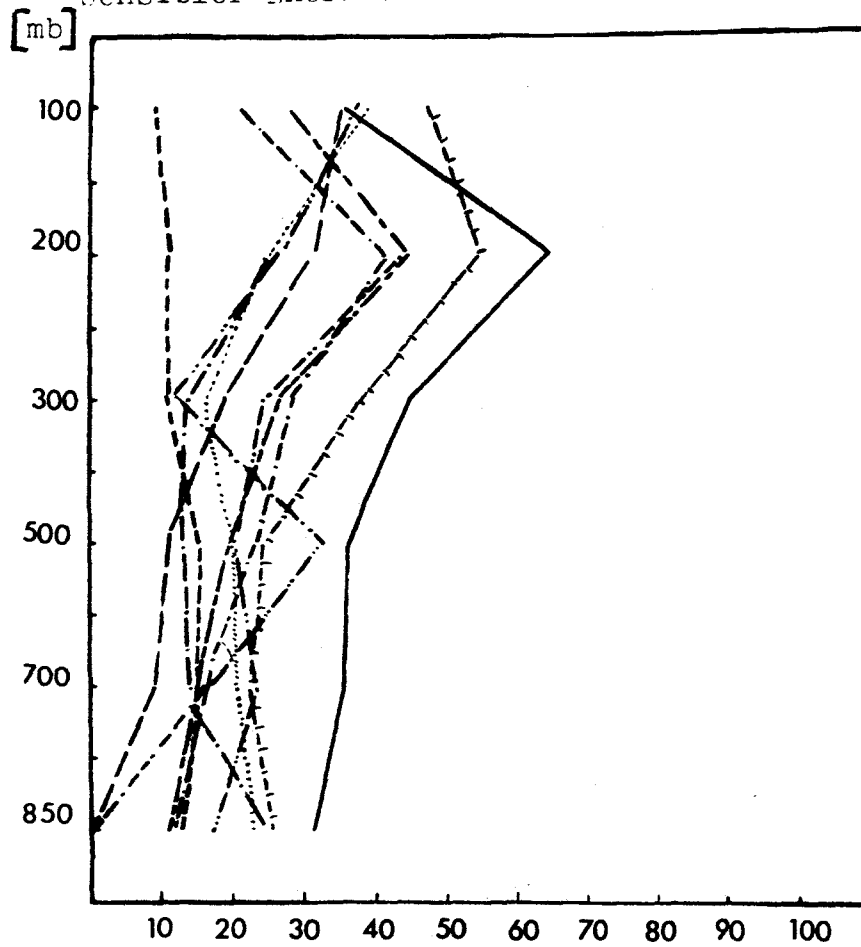
[cal cm⁻¹s⁻¹mb⁻¹]



Vertikal gemittelter Transport von sensibler Energie durch die stehenden Wellen in [cal cm⁻¹s⁻¹mb⁻¹] als Funktion der geographischen Breite φ , gewichtet mit dem Cosinus von φ .

Jahr:	—— 67 72
	—— 68	—— 73
 69	—— 74
	—— 70 75
	—— 71	—— 76

Abb. 5.3



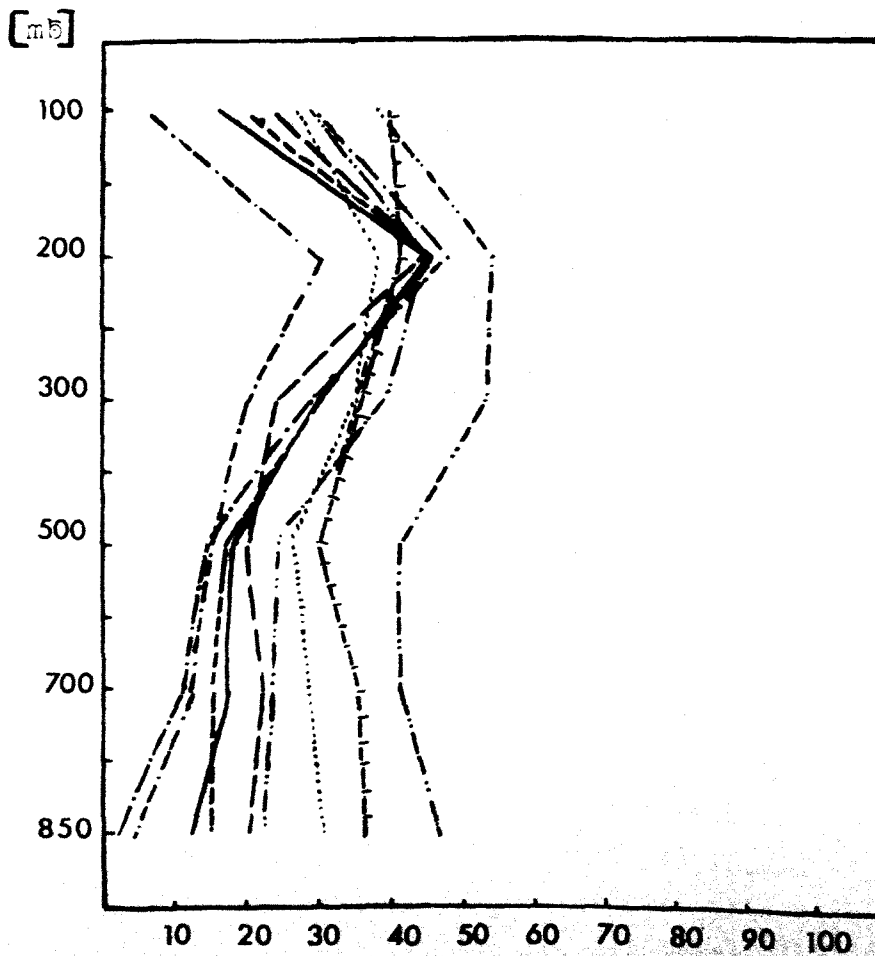
APRIL

Jahr:

67 ———
68 - - - -
69
70 - . - . -
71 - - - - -
72 - . - . -
73 - - - - -
74 - - - - -
75 - - - - -
76 - | - | - |

Abb. 5.4 (a)

[cal cm⁻¹ s⁻¹ mb⁻¹]

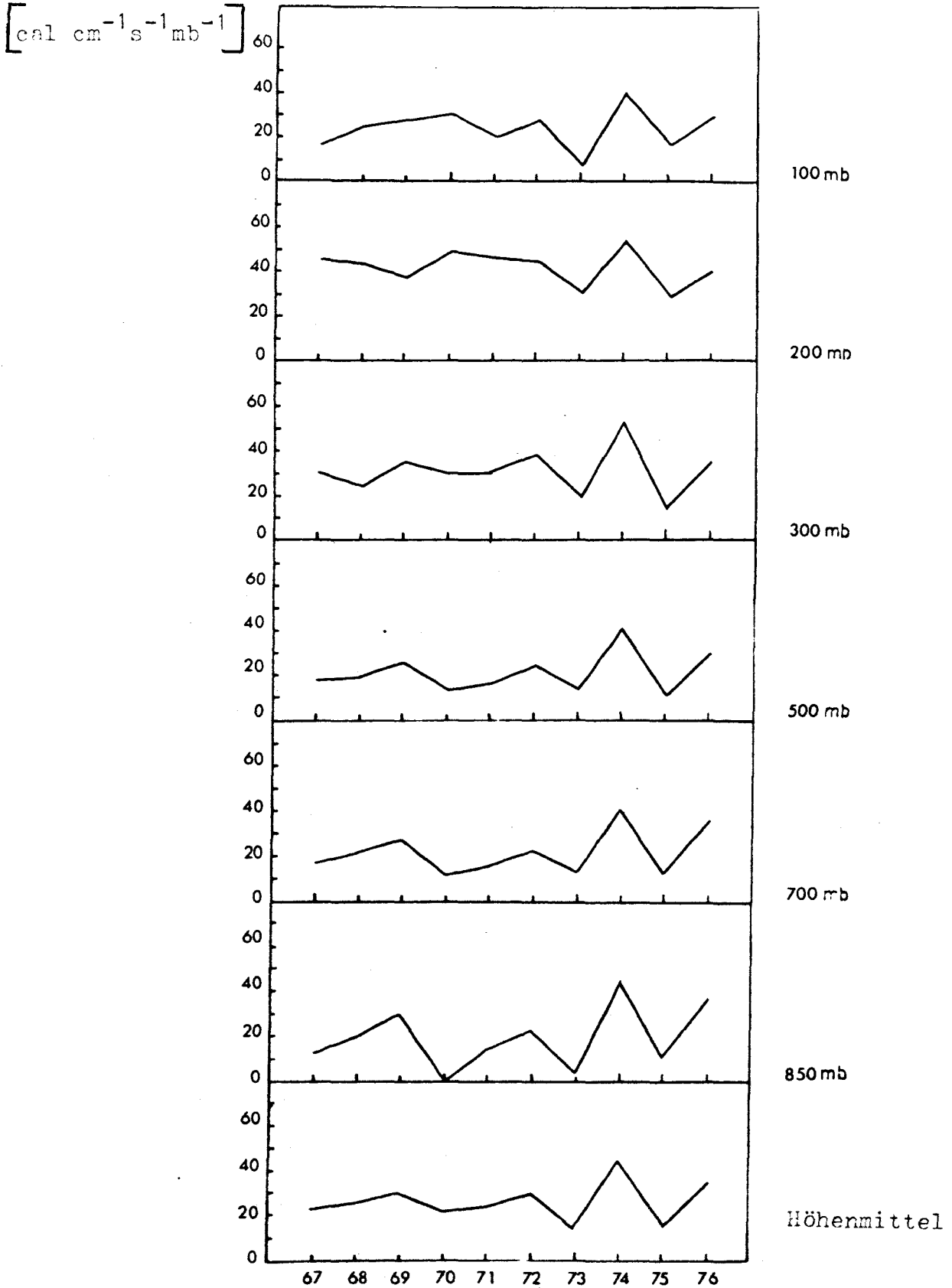


OKTOBER

Abb. 5.4 (b)

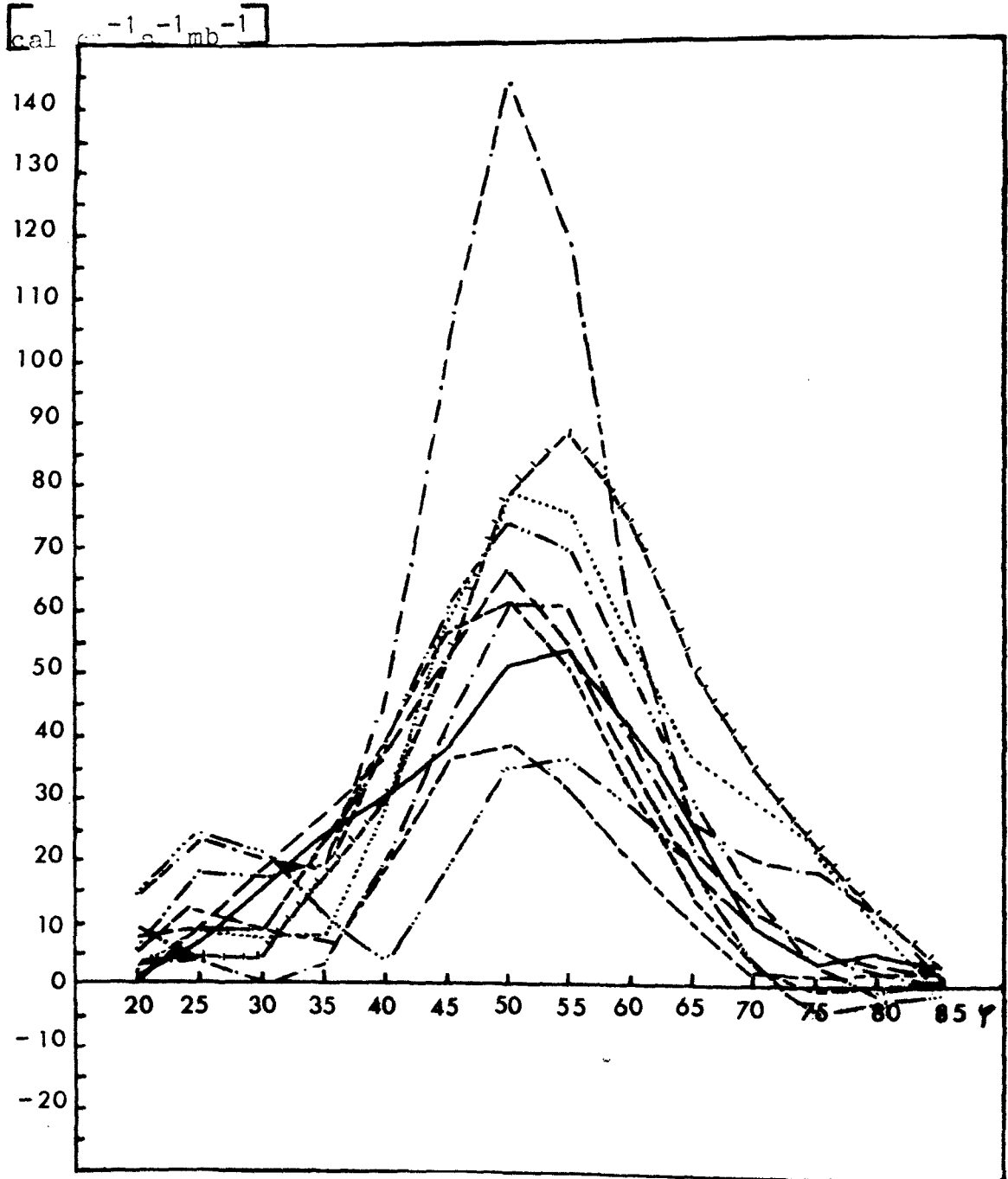
[cal cm⁻¹ s⁻¹ mb⁻¹]

OKTOBER Zeitreihe für die Jahre 1967-1976



Flächenmittel des mittleren meridionalen Transportes von sensibler Energie durch die stehenden Wellen im Oktober.

OKTOBER 1967-1976



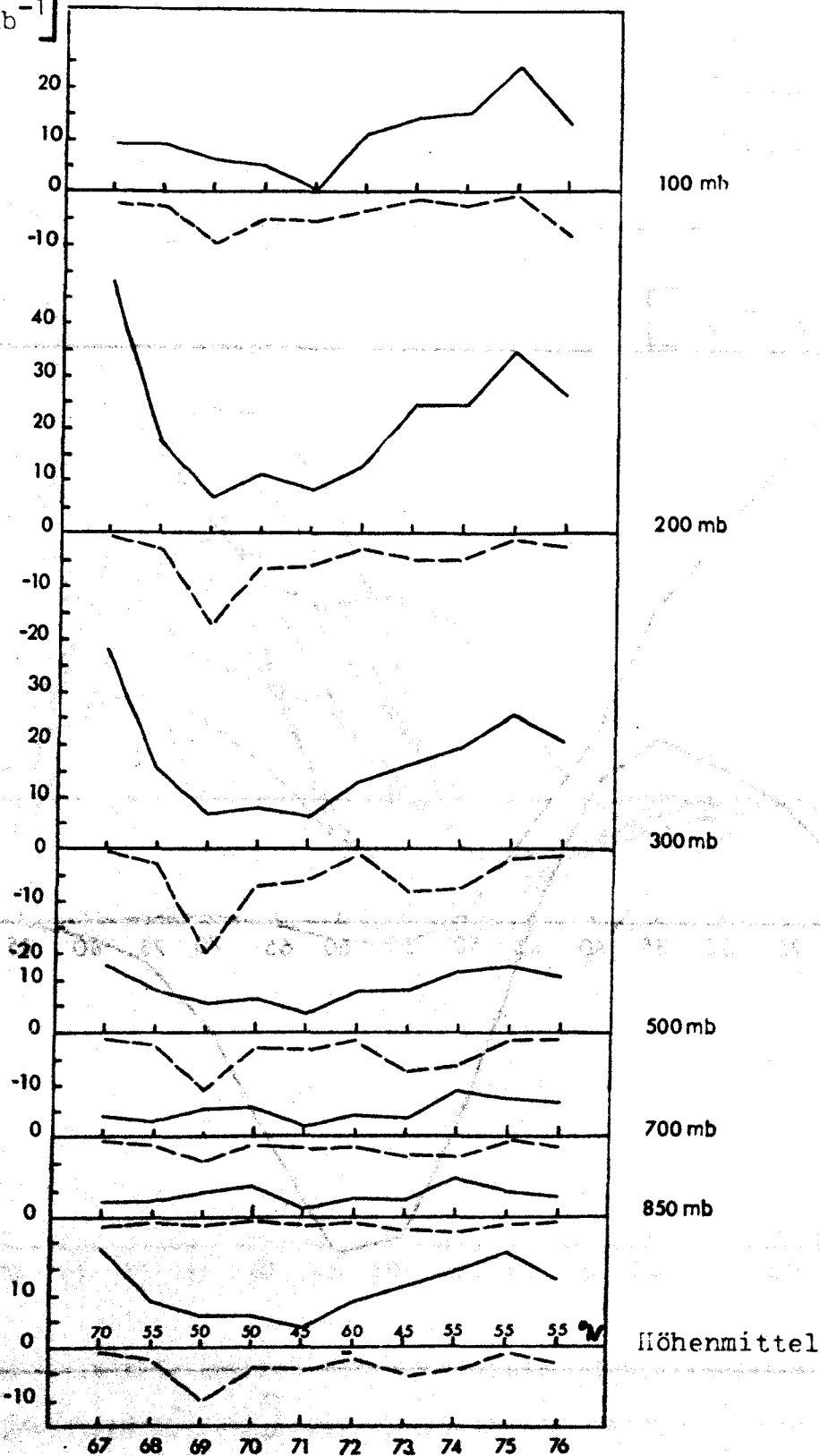
Vertikal gemittelter Transport von sensibler Energie durch stehende Wellen in $\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{mb}^{-1}$ als Funktion der Breite φ , gewichtet mit dem Cosinus der Breite φ .

Jahr: 67 _____
 68 _____
 69
 70 _____
 71 _____
 72
 73 _____
 74 _____
 75
 76 - - - - -

APRIL

Zeitreihe für die Jahre 1967 bis 1976

$[10^{12} \text{ cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$



Flächenmittel des mittleren meridionalen Drehimpulstransportes durch stehende Wellen im April.

Ausgezogene Linie: Mittel über die positiven Werte

Gestrichelte Linie: Mittel über die negativen Werte

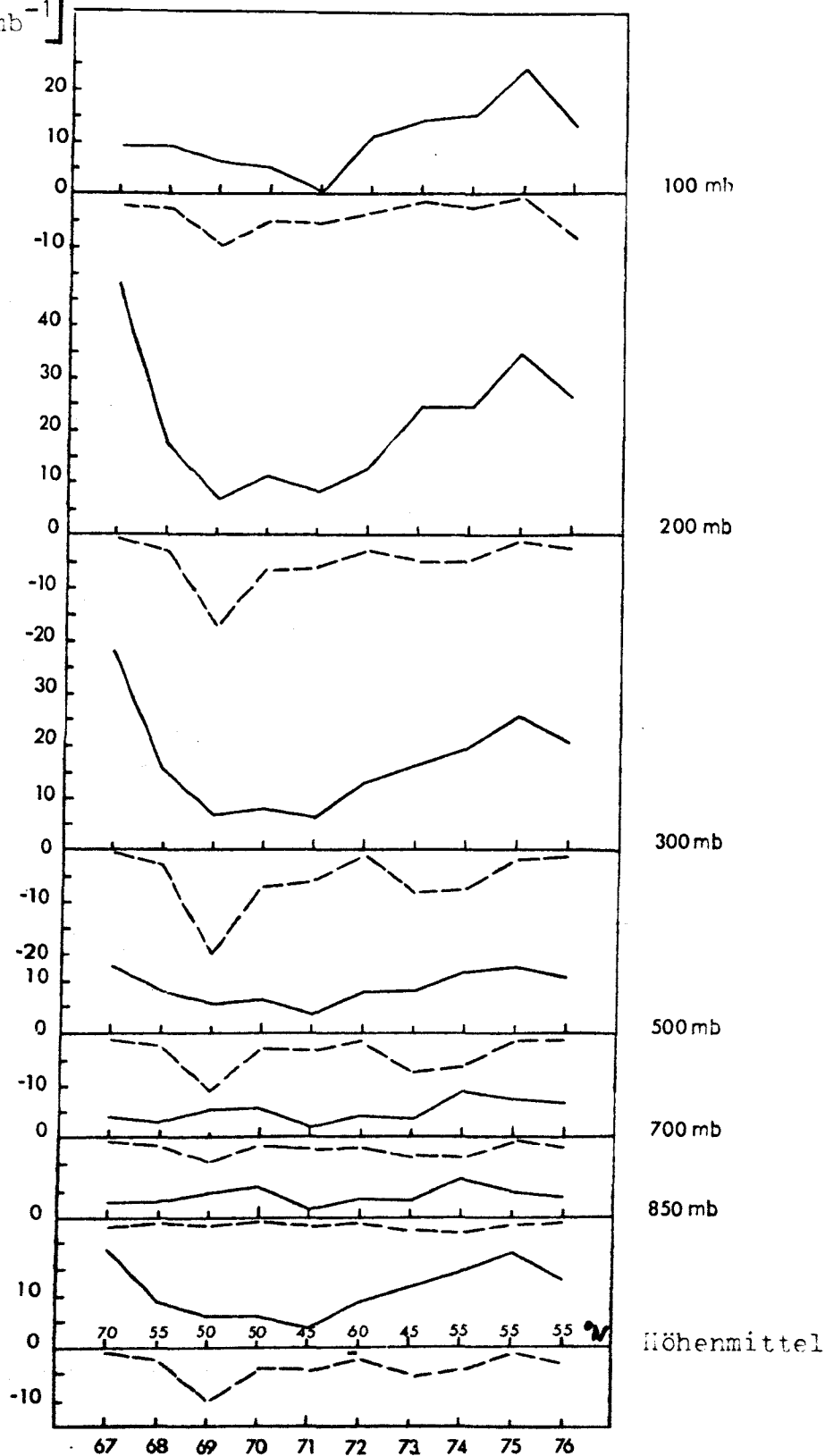
Die Zahlen in der Darstellung des Höhenmittels geben an, in welcher Zeit des Transportes wechselt.

Abb. 5.7

APRIL

Zeitreihe für die Jahre 1967 bis 1976

$[10^{12} \text{ cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$



Flächenmittel des mittleren meridionalen Drehimpulstransportes durch stehende Wellen im April.

Ausgezogene Linie: Mittel über die positiven Werte

Gestrichelte Linie: Mittel über die negativen Werte

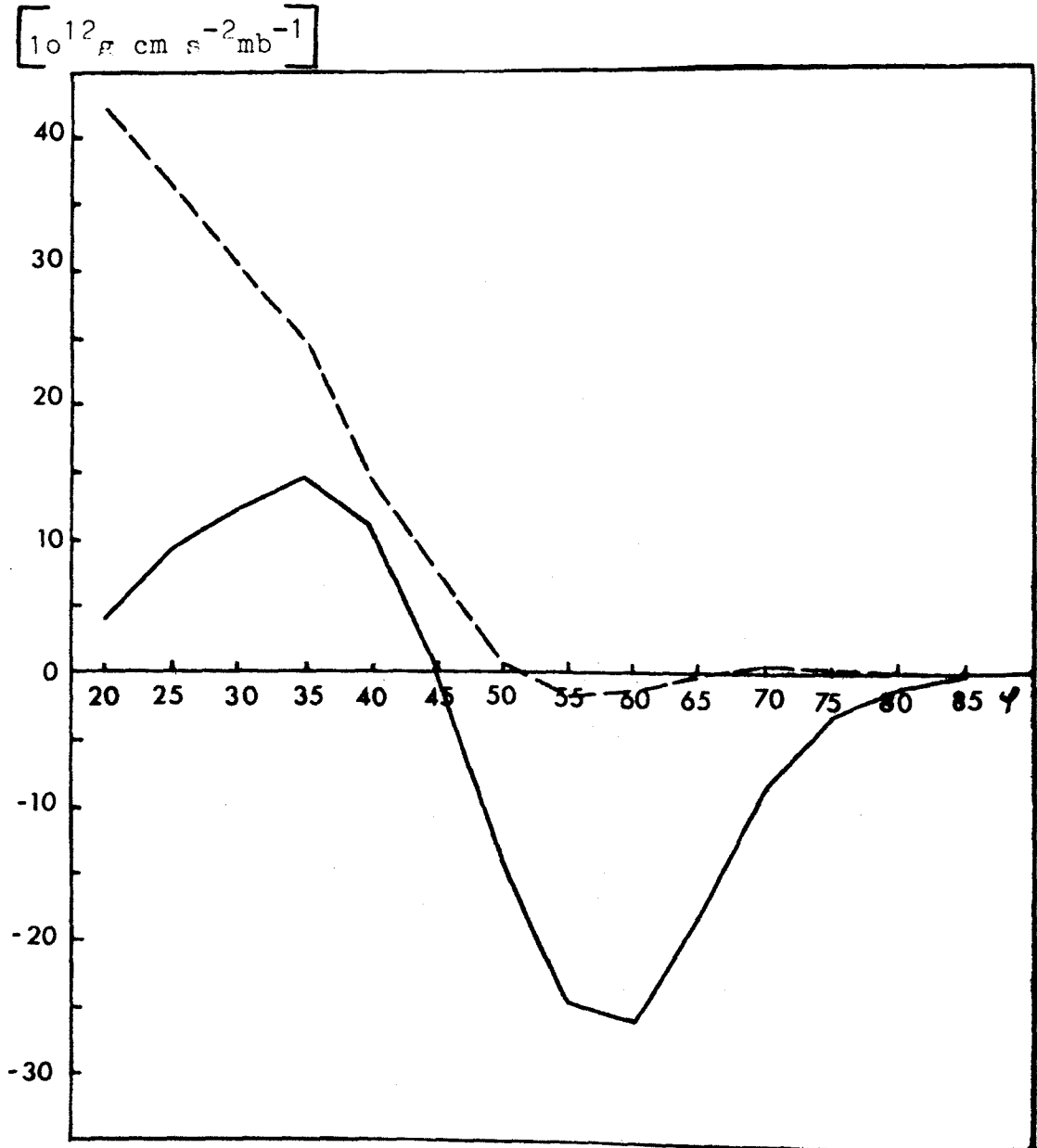
Die Zahlen in der Darstellung des Höhenmittels geben an, in welcher Breite das Vorzeichen des Transportes wechselt.

Abb. 5.7

APRIL 1969 und 1975

Jahr: — 69

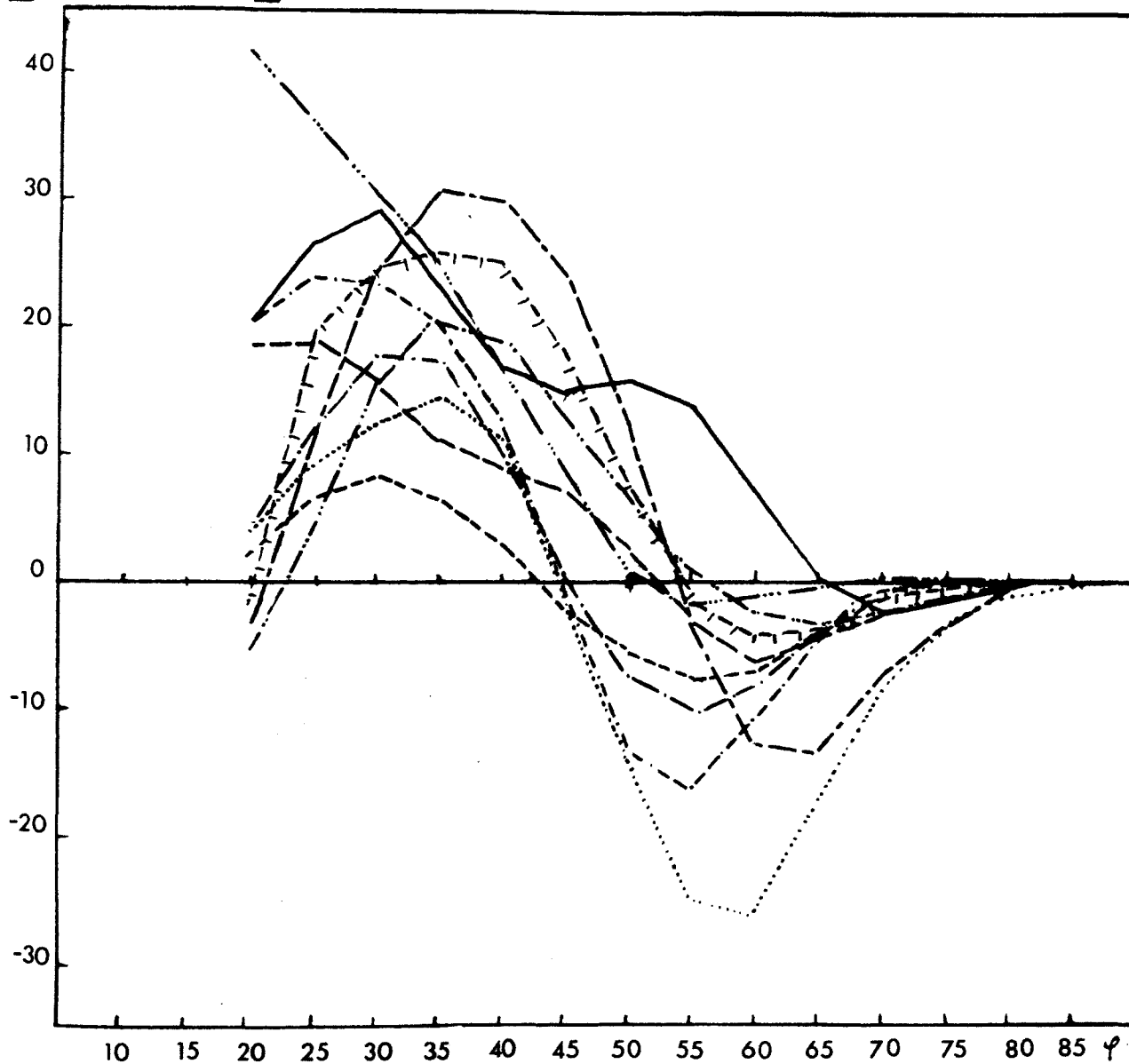
--- 75



Vertikal gemittelter Transport von Drehimpuls durch stehende Wellen in $[10^{12} \text{ g cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$ als Funktion der Breite φ , gewichtet mit dem Cosinus der Breite φ .

APRIL

$[10^{12} \text{ g cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$



Vertikal gemittelter Transport von Drehimpuls durch die stehenden Wellen in $[10^{12} \text{ g cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$ als Funktion der geographischen Breite φ , gewichtet mit dem Cosinus von φ .

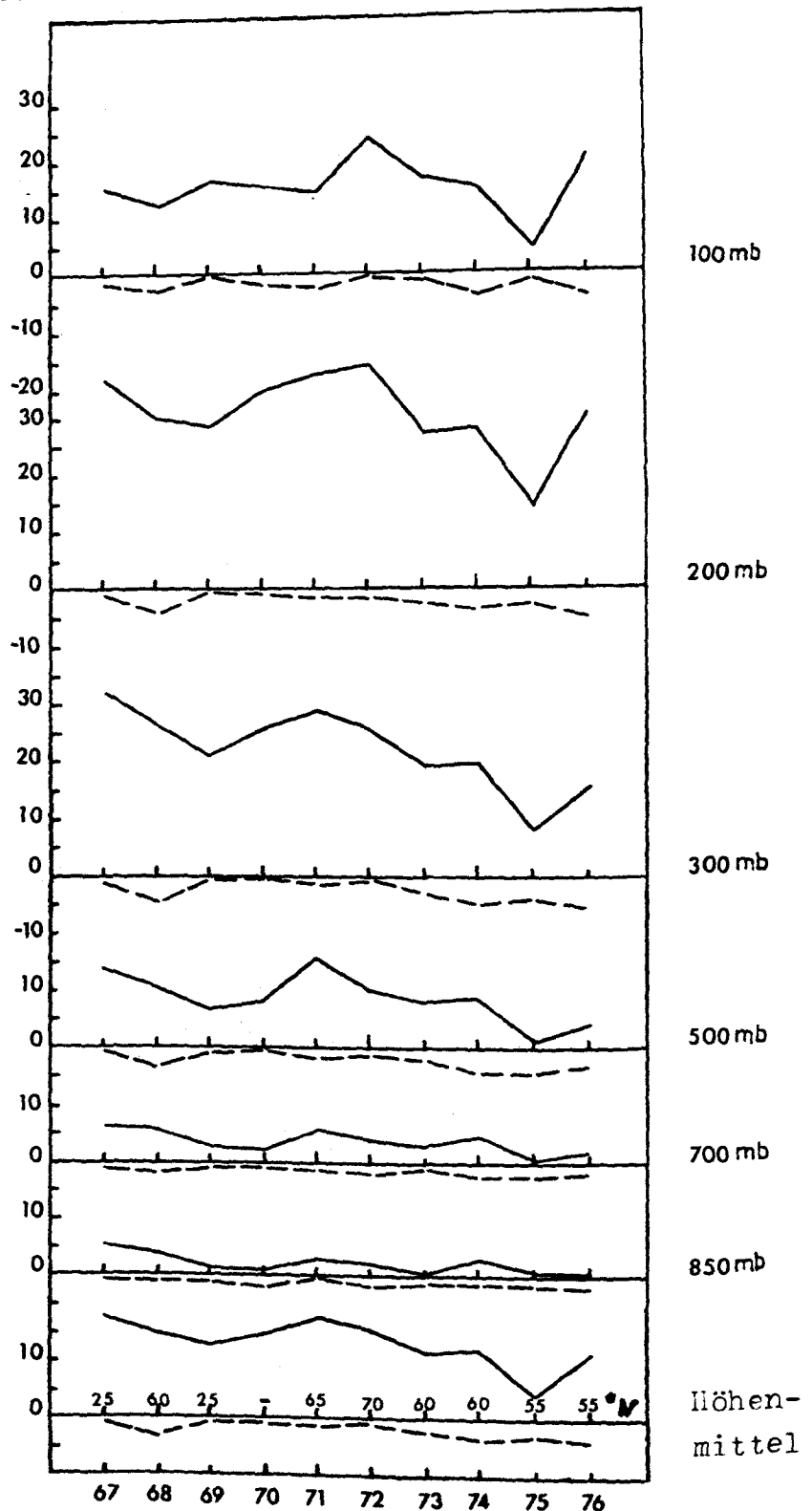
Jahr:	——— 67 72
	----- 68	----- 73
 69	----- 74
	----- 70 75
	----- 71	- - - - - 76

Abb. 5.9

OKTOBER

Zeitreihe für die Jahre 1967 bis 1976

$[10^{12} \text{ cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$



Flächenmittel des mittleren meridionalen Drehimpulstransportes durch stehende Wellen im Oktober.

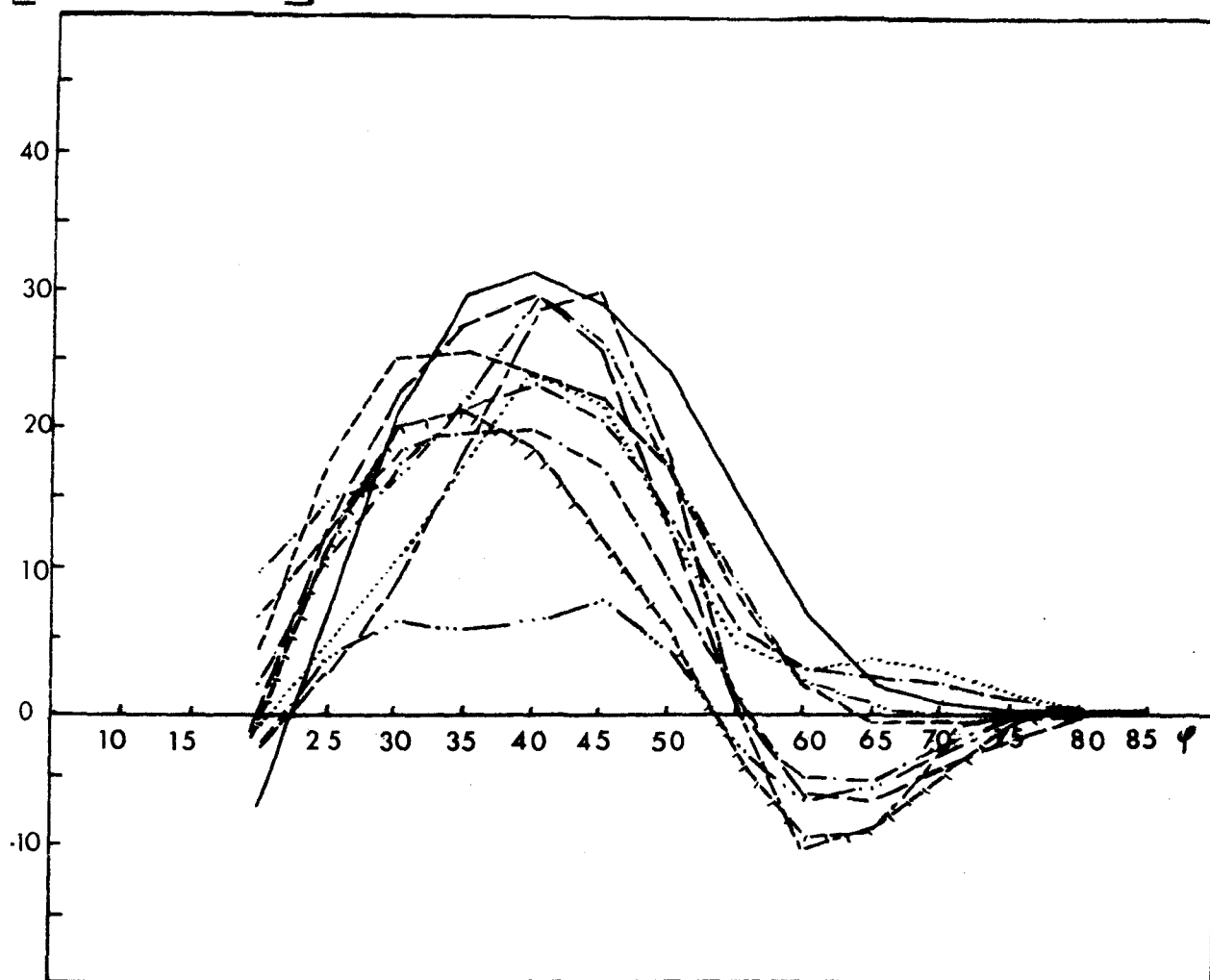
Ausgezogene Linie: Mittel über die positiven Werte

Gestrichelte Linie: Mittel über die negativen Werte

Die Zahlen in der Darstellung des Höhenmittels geben an, in welcher Breite das Vorzeichen des Transportes wechselt.

OKTOBER 1967-1976

$[10^{12} \text{ g cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$



Vertikal gemittelter Transport von Drehimpuls durch stehende Wellen
in $[10^{12} \text{ g cm s}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$ als Funktion der Breite φ , gewichtet mit
dem Cosinus der Breite φ .

Jahr: 67 _____
 68 - - - - -
 69
 70 - - - - -
 71 - - - - -
 72
 73 - - - - -
 74 - - - - -
 75
 76 - - - - -

Abb. 5.11

SCHLUSSBETRACHTUNG

Die Struktur der großskaligen stehenden Wellen war in den letzten Jahren das Thema zahlreicher Arbeiten, von denen u.a. die von ELIASSEN (1958), GRAF (1977), VAN LOON (1973), MATSUMO (1970), MUENCH (1965), NEWELL (1969), SATO (1974) und STARR (1948) zu nennen sind.

Besonderes Interesse wurde der meridionalen Transportverteilung von Drehimpuls und sensibler Energie zuteil. So machten es sich viele Autoren, unter ihnen HASTENRATH (1968), HANTEL (1977), HOLOPAINEN (1967), KASAHARA (1971), MacDONALD (1971), NEWTON (1971) und WIIN-NIELSEN (1975) zur Aufgabe, diese Energietransporte zu analysieren.

Nachdem in der vorgelegten Arbeit das Verhalten dieser speziellen großskaligen stehenden Wellen im Wellenzahlenbereich für die Übergangsmonate April und Oktober im zehnjährigen Mittel untersucht und ihr Beitrag am meridionalen Transport von fühlbarer Wärmeenergie und Drehimpuls aufgezeigt wurde, sollen im folgenden kurz die Ergebnisse zusammengefaßt werden. Für die stehenden Temperatur- und Geopotentialwellen im April-Mittel zeigte sich, daß die ersten vier Wellenzahlen weitgehend die Struktur der Wellen zu charakterisieren vermögen. Ihnen fallen nördlich von 40°N schon 80 % an der Gesamtsumme der 15 betrachteten Wellenzahlen zu. Dies zeigt deutlich die Umstellung vom Frühjahr zu sommerlichen Verhältnissen. Denn auch im Juli ist der Einfluß der kleinskaligen Wellen größer, während demgegenüber im Winter allein die ersten drei Wellenzahlen genügen, um die Struktur der stehenden Wellen zu beschreiben.

Der Oktober vermag den Übergang von den sommerlichen zu den winterlichen Verhältnissen gut zu charakterisieren. So sind bereits im Oktober die Wellen mit den Wellenzahlen vier und höher, ähnlich wie im Januar, gegenüber den Wellenzahlen 1-3 von geringerer Amplitude. Die Untersuchung der Amplituden der Wellen in Abhängigkeit von der Breite und im Vertikalschnitt bestätigen die genannten Eigenheiten.

Ebenso läßt eine Aufspaltung der Transportgrößen von Drehimpuls und sensibler Energie in die einzelnen Anteile der Wellenzahlen 1-15 erkennen, daß auch hier die ersten vier Wellenzahlen ausreichen, um die charakteristischen Eigenheiten des Transportes zu beschreiben.

Von erheblicher Bedeutung für Größe und Richtung der Transporte erwies sich das Amplituden- und Phasenverhalten der stehenden Wellen. So bestimmt die Phasenverschiebung zwischen Temperatur- und Geopotentialwelle in entscheidendem Maße die Richtung und Größe des Transportes von fühlbarer Wärmeenergie. Daneben kommt der horizontalen Trogachsenneigung der Geopotentialwellen eine wesentliche Bedeutung für die Richtung des meridionalen Drehimpulstransportes zu.

Die Verteilung des Transportes von sensibler Energie zeigt, mit maximalen Werten im 200 mb-Niveau, Zentren positiven Flusses in den gemäßigten Breitenbereichen über Amerika und Asien, in denen kalte Luft nach Süden transportiert wird und über den Weltmeeren einen Fluß von warmer Luft nach Norden. Ähnliches gilt für den Oktober, wenn auch hier eine Verlagerung der Zentren nach Südwesten zu beobachten ist, die eine Annäherung an die winterlichen Verhältnisse aufzeigt.

Im Bereich der stärksten Westwinde, dem 200 mb-Niveau, findet man den maximalen nach Norden gerichteten Transport von Drehimpuls über südlicheren Breiten vor und nach Süden gerichtete Transporte sind im 300 mb-Niveau über den gemäßigten Breiten am größten. In den unteren Schichten der Troposphäre treten zumeist nur schwache Transporte von Drehmoment in Erscheinung. Ein Vergleich der im vertikalen Mittel dargestellten Transportgrößen mit denjenigen von OORT und RASMUSSEN berechneten ergab nur geringfügige Unterschiede. Diese könnten hauptsächlich darauf zurückgeführt werden, daß unterschiedliche Zeiträume zu ihrer Berechnung herangezogen wurden. Die Variationen zwischen den einzelnen Jahren stellen sich, wie eine zeitliche Betrachtung über den hier verwendeten Zeitraum von 1967 bis 1976 zeigt, als recht beträchtlich dar.

So ergänzen die für das Frühjahr und den Herbst repräsentativen hier präsentierten Ergebnisse die von A. OSTHAUS (1978) für den Winter bzw. Sommer ermittelten Resultate. und erlauben somit den Jahresgang der Abwandlung der stehenden Wellenstörungen besser zu verstehen und die Variationen in den Transporten von sensibler Wärmeenergie und Drehimpuls im Ablauf des Jahres besser in den Griff zu bekommen. Eine detaillierte Beschreibung dieses Jahresgangs ist einer separaten Arbeit vorbehalten.

DANKSAGUNG

Besondere Erwähnung soll noch der Umstand erfahren, daß die in der vorliegenden Diplomarbeit verwendeten Grundlagendaten durch die freundliche Bereitstellung des Deutschen Wetterdienstes der Abteilung Meteorologie des Instituts für Meereskunde zur Verfügung waren. Die Verwendung dieses umfangreichen Datensatzes hat die vorliegende Arbeit im Grundsatz erst möglich gemacht. Dem Deutschen Wetterdienst sei für diese Hilfe besonders gedankt.

Die Verfasserin dankt auch allen Mitgliedern der Abteilung Meteorologie für die vielfache Unterstützung, die sie während der Abwicklung der Diplomarbeit erfahren hat, und für die Betreuung der Arbeit durch Prof. Defant.

LITERATURVERZEICHNIS

- BJERKNES, J., 1951, The maintenance of the zonal circulation of the atmosphere, P.V. Météor. Un.geod. geophys.int. Brüssel, I-XXIII (Presid. Adress)
- DEFANT, A., 1955, Die Zirkulation der Atmosphäre in den gemäßigten Breiten der Erde, Geograf. Ann. 3, 209-266
- DEFANT, A., Fr., 1958, Physikalische Dynamik der Atmosphäre, Akademische Verlagsgesellschaft mbH, Frankfurt/M.
- ELIASSEN, E., 1958, A study of the long atmospheric waves on the basis of zonal harmonic analysis, Tellus 10, pp 206-215
- GRAF, Hans.-F., 1977, Andauerverhalten und Jahresgang zonaler und meridionaler Zirkulationsformen auf der Nordhemisphäre, Zeitschrift für Meteorologie, Berlin, 27(2), pp 104-108
- VON DER HAAR, T.H. and V.E. SUOMI, 1971, Measurement of the earth's radiation budget from satellites during a five-year period, Part I: Extended time and space means, J. Atm. Sci. 28, pp 305-314
- HANTEL, M. and J.M. HACKER, 1977, Vertical eddy flux of heat and momentum on a planetary scale, Contributions of Atmospheric Physics, Oxford, 50(1), pp 134-142
- HASTENRATH, S.L., 1968, On the role of eddy mechanism in the meridional energy transports, Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. A, 17, pp 114-124
- HOLOPAINEN, E.O., 1967, On the mean meridional circulation and the flux of angular momentum over the Northern Hemisphere, Tellus 19(1), pp 1-13
- JEFFREYS, H., 1926, On the dynamics of geostrophic winds, Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 52, pp 85-104

- KA0, S.K., 1970, Wavenumber-frequency spectra of temperature in the free atmosphere, J. of Atm. Sci. 27, pp 1000-1007
- KA0, S.K., 1970, The large scale meridional transport of sensible heat in wavenumber-frequency space, Tellus 23, pp 172-185
- KA0, S.K., 1970, The meridional transport of angular momentum in wavenumber-frequency space, J. of Atm. Sci. 27, pp 614-626
- KASAHARA, A., 1971, Mean and eddy transports of angular momentum, water vapour, and energy in the global atmosphere, J. Meteor. Soc. Japan 49, pp 573-594
- LINKE, F. und F. BAUR, 1970, Meteorologisches Taschenbuch Bd. 2, 2. Auflage, Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig
- van LOON, H., R. JENNE und K. LABITZKE, 1973, Zonal harmonic standing waves, Journal of Geophysical Research, 78(21), pp 4463-4471
- LORENZ, E.N., 1967, The nature and theory of the general circulation of the atmosphere, World Meteorological Organization, Genf
- MacDONALD, N.J. and H.M. FRAZIER, 1971, A note on the seasonal variation of the flux of angular momentum by the transient and standing eddies in the northern hemisphere, Tellus 21, pp 656-667
- MATSUMO, T., 1970, Vertical propagation of planetary waves in winter Northern Hemisphere, J. of Atm. Sci. 27, pp 871-883
- MILLER, A.J., S. TEWELES and H.M. WOOLF, 1967, Seasonal variation of angular momentum transport of 500 mb, Monthly Weather Rev. 95, pp 427-439
- MUENCH, H.S., 1965, On the dynamics of the wintertime stratosphere circulation, J. of Atm. Sci. 22, pp 349-360

- NEWELL, R.E., D.G. VINCENT, T.G. DOPPLICK, D. FERRUZZA and J.W. KIDSON, 1969, The energy balance of the global atmosphere, Con. of the global circulation of the atmosphere, Royal Met. Soc. and Amer. Met. Soc. Proc., 42-90
- NEWTON, C.W., 1971, Global angular momentum balance: Earth troques and atmospheric fluxes, J. Atm. Sci. 28, pp 1329-1341
- OBASI, G.O.P., 1963, Poleward flux of atmospheric angular momentum in the southern hemisphere, J. of Atm. Sci. 20, pp 516-528
- OSTHAUS, A., 1978, Die Struktur der stehenden Temperatur- und Geopotentialwellen im Januar und Juli und die durch sie hervorgerufenen Transporte von sensibler Energie und Drehimpuls, Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität, Kiel, Nr. 46
- OORT, A.H. and E.M. RASMUSSEN, 1970, Atmospheric circulation statistics, U.S. Dep. Commerce, Nat. Oceanic Atmosph. Adm., Pap. 5
- REITER, E.R., 1969, Mean and eddy motions in the atmosphere, Monthly Weather Rev. 97, pp 200-204
- REITER, E.R., 1969, Atmospheric transport processes, Part I, Energy transfers and transformations, U.S. Atomic Energy Comiss., Crit.Rev.Ser. 1-253
- SATO, Y., 1974, Vertical structure of quasi-stationary planetary waves in several winters, J. of the Met. Soc. of Japan, 52, No. 3, 272-282
- SPETH, P., 1974, Horizontale Flüsse von sensibler Energie und latenter Energie und von Impuls für die Atmosphäre der Nordhalbkugel, Met. Rundschau 27, S. 65-90
- SPETH, P., 1974, Energetische Vergleichszahlen für Modellrechnungen der allgemeinen atm. Zirkulation. Met. Rundschau 27, S. 33-53

- SPETH, P., 1976, Extreme values of large-scale horizontal fluxes of sensible and latent energy and of momentum caused by transient eddies during the period 1967-1972, Met. Rundschau 29, pp 1-14
- STARR, V.P., 1948, An essay on the general circulation of the earth's atmosphere, J. of Met. 5, pp 39-43
- WIIN-NIELSEN, A., 1975, On large-scale heating and atmospheric waves, Sem. on Scientific Foundations of Medium-Range, Weather Forecasts, Reading Engl., Sept. 12